



V.A.L.L. PROJEKT P 60, Abschlußbericht II



MIKROSKOPISCHE UND GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN  
AN SCHICHTGEBUNDENEN SULFID-VERERZUNGEN IM  
BÄRNDORFER GRABEN BEI ROTTENMANN, STEIERMARK.

von

R. WASSERTHAL

	<u>Inhaltsverzeichnis</u>	Seite
1	Einleitung	3
2	Geographische Lage	4
3	Aufschlußverhältnisse	5
4	Geologischer Überblick	6
5	Bisher veröffentlichte Untersuchungen	11
6	Der Erzkörper	15
6.1	Erze - makroskopisch	24
6.2	Erzmikroskopie und mikroanalytische Untersuchungen	25
6.2.1	Pyrit	26
6.2.2	Kupferkies	33
6.2.3	Fahlerz	35
6.2.4	Kobaltglanz und Gersdorffit/Kobaltglanz	38
6.2.5	Arsenkies	42
6.2.6	Magnetkies	43
6.2.7	Bleiglanz	43
6.2.8	Markasit	43
6.2.9	Molybdänglanz	44
6.2.10	Bornit	44
6.2.11	Gold	46
6.2.12	Magnetit	47
6.2.13	Hämatit	47
6.2.14	Zusammenfassung der Beobachtungen zum Erzgefüge	48
7	Petrographische Untersuchungen	49
7.1	Gesteine	49

7.1.1	Phyllite	49
7.1.2	Flaserige Kalkphyllite	54
7.1.3	Grüngesteine	60
7.2	Metamorphosebedingungen	73
8	Geochemische Untersuchungen	75
8.1	Analysenergebnisse der untersuchten Gesteine	77
8.2	Unterscheidung zwischen Ortho- und Paragesteinen	88
8.3	Untersuchungen zum Magmentyp	96
9	Zusammenfassung der lagerstättenkundlich wichtigen Beobachtungen und abschließende Diskussion	107
10	Literaturverzeichnis	113
	Anhang	

## 1 Einleitung

Das kleine Erzvorkommen bei Bärndorf ist eine der zahlreichen aus der Grauwackenzone bekannten Sulfidmineralisationen. Bereits im 17. und 18. Jahrhundert stand es im Abbau und wurde schon als Silbererzvorkommen im "Theuerdank" von Kaiser Maximilian erwähnt (HAMMER 1932). 1898 wurde der Erzbergbau eingestellt, dann noch einmal im Jahre 1924 kurzfristig wieder aufgenommen (DÖLL 1895, MATZ 1938).

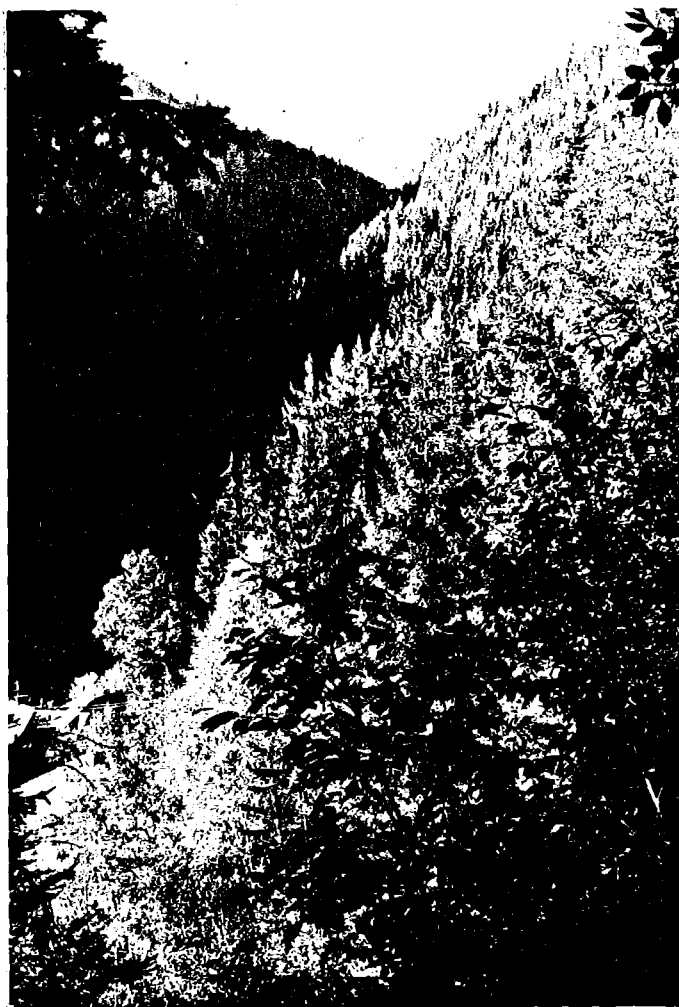


Abb. 1: Blick in den Bärndorfer Graben. Im Hintergrund sind Ausläufer des Klosterkogels (1565m) zu sehen.

Nur in wenigen Veröffentlichungen findet dieses Vorkommen ausführliche Erwähnung. Eingehende mikroskopische und geochemische Untersuchungen fehlen bis jetzt weitgehend. Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es nun zu versuchen, die Genese der Vererzung anhand von mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen der Erzmineralisation und der Nebengesteine zu klären.

## 2 Geographische Lage

Das untersuchte Gebiet liegt in Österreich im Bundesland Steiermark etwa 6 Km östlich von Rottenmann.

Die schichtgebundene Sulfidmineralisation ist an mehreren Stellen in einer Höhe von etwa 900 m ü. NN in dem bei der kleinen Ortschaft Bärndorf beginnenden Prenterwinkl- oder Bärndorfer Graben aufgeschlossen. Dieses kleine Tal erstreckt sich in nördlicher Richtung vom Paltental bis zum Südhang des Klosterkogels (Abb. 2, 3).

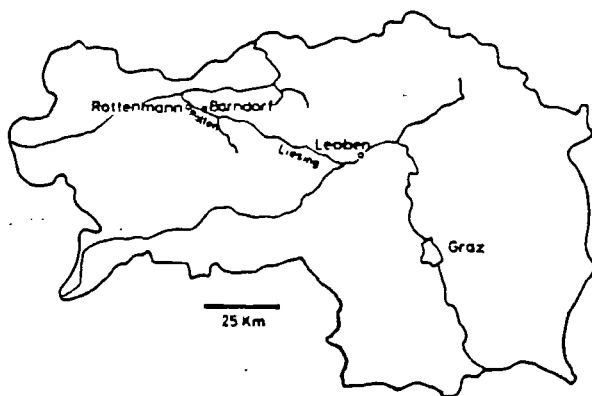


Abb. 2: Geographische Lage von Bärndorf in der Steiermark.

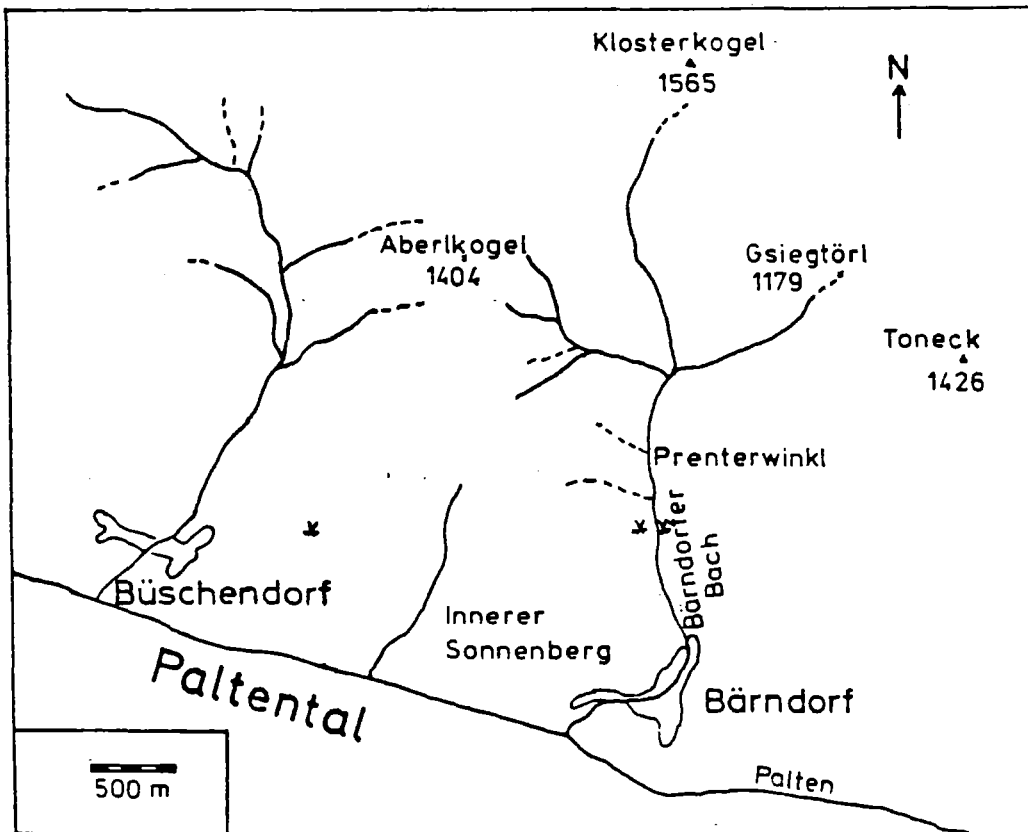


Abb. 3: Orientierungskarte des Bärndorfer Grabens und des angrenzenden Büschendorfer Gebietes. ✕ = Anzeichen ehemaliger Bergbautätigkeit. Ausschnitt der Österreichischen Karte 1:50.000, Blatt 99, Rottenmann.

### 3 Aufschlußverhältnisse

Gute Aufschlüsse sind nur im direktem Bereich des Bärndorfer Baches zu finden. In weiterer Entfernung vom Bach ist die Verfolgung der Erzhorizonte durch die dichte Vegetation (Wald, Wiesen) sehr erschwert.

Von den nach DÖLL (1895) ehemals vorhandenen sieben Stollen sind nur noch drei auszumachen (vgl. Abb. 7, S. 15).

Der westlichste dieser Stollen befindet sich etwa 60 m über der Talsohle, ungefähr 200 m westlich des Wasserfalls. Dieser in Streichrichtung angelegte Stollen ist nach 10 m völlig verstürzt. Kurz hinter (nördlich) dem Wasserfall ist am westlichen Bachufer das Mundloch des zweiten Stollens sichtbar. Er ist vollständig mit Wasser gefüllt und unbegebar.

Am Forstweg beim Wasserfall liegt in etwa 20 m Höhe in einem Felsvorsprung das Mundloch des dritten, schwer zugänglichen Stollens bzw. Gesenkes. Von hier scheint sowohl ein Gesenke in Richtung Forstweg als auch ein Stollen in östlicher Richtung vorhanden gewesen zu sein. In beiden Richtungen ist jedoch alles völlig verstürzt.

Halden sind im Gelände schwer auszumachen. Die untersuchten Proben stammen von der im Wald liegenden Halde, etwa 60 m südlich des schwer zugänglichen Felsenstollens. Das Haldenmaterial liegt unter einer Bodenbedeckung von etwa 20 cm. Größere Bruchstücke wurden hier nicht gefunden. Das Haldenmaterial hat durchweg Walnußgröße. Wahrscheinlich wurde das Erz schon am Ort aufbereitet. Auch von HAMMER (1932) erwähnte Schlackenreste geben Hinweise auf die bereits in Bärndorf erfolgte Verhüttung.

#### 4 Geologischer Überblick

Die schichtgebundene Vererzung bei Bärndorf liegt in der Nördlichen Grauwackenzone. Diese bildet nach TOLMANN (1977) und SCHÖNLAUB (1979) einen bis zu 25 Km breiten und etwa 450 Km langen Streifen von überwiegend paläozoischen, mäßig metamorphen Tongesteinen mit Einschaltungen von basischen oder sauren Vulkaniten und von Karbonatgesteinen.

Die Grauwackenzone erstreckt sich vom Wiener Becken im Osten bis zum Rätikon im Westen. Begrenzt wird sie im Norden häufig rein stratigraphisch durch die Kalkalpen. Im Süden liegt sie mit tektonischem Kontakt den Zentralalpen auf (Abb. 4).

In ihrem Ostteil gliedert sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Groseinheiten, in die höhere Norische Decke und in die tiefere Veitscher Decke.

Die Norische Decke besteht hauptsächlich aus Altpaläozoikum und zeigt insgesamt Ordoviz bis gelegentlich Unterkarbon. Die Veitscher Decke wird nach SCHÖNLAUB (1979) heute allgemein als wurzellose tiefere tektonische Einheit der Grauwackenzone verstanden. Sie besteht hauptsächlich aus Karbon. Es kommen aber auch höher phyllitische Schieferserien und angebliches diaphtorisiertes Altkristallin vor. Das Unterkarbon besteht aus dunkelgrauen, tonig-sandigen, bisweilen graphitführenden Schiefeln, in die selten Konglomeratlagen, dünne plattige Kalke und Grünschiefer eingeschaltet sein können. Die stratigraphisch jüngeren Schichten des Oberkarbons folgen mit teilweise mächtigen Grauwackenbänken, Sandsteinen, graphitischen Schiefeln, Graphitflözen und graphitisch gefärbten Quarzkonglomeraten. Diese als "Graphitkarbon" bezeichnete Folge ist durch das Fehlen von Kalken charakterisiert.

Nach TOLLMANN (1977) tritt das Unterkarbon gegenüber dem Oberkarbon zurück. Die Serie des Unterkarbons wird als marine Flachwasserbildung aufgefaßt, hingegen die des Oberkarbons als eine (limnische) Molasseablagerung. Wegen des häufigen Gehaltes an fossilen Landpflanzen ist die letztere Serie als terrestrische

# Großgliederung des Ostteils der Grauwackenzone

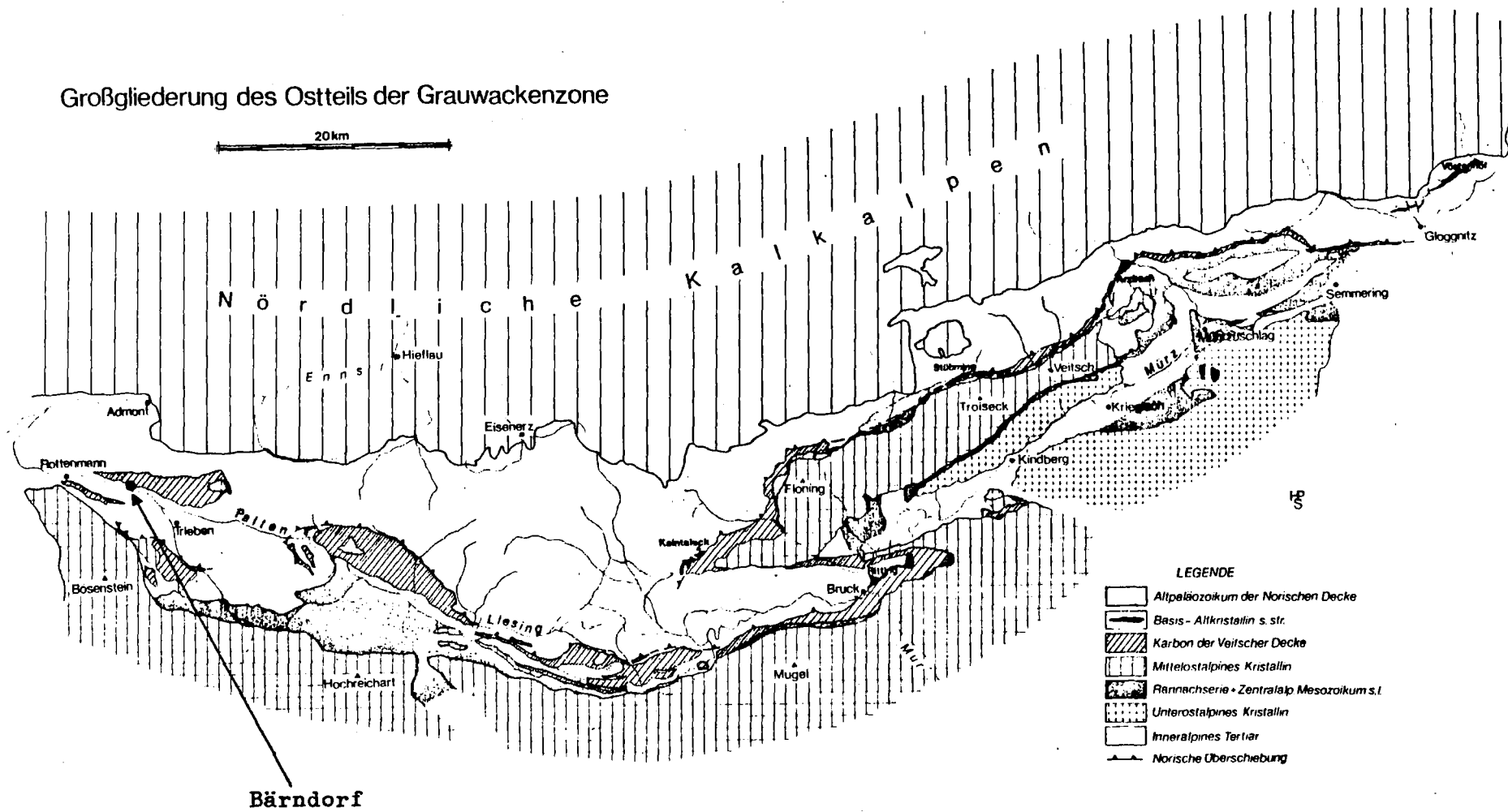


Abb. 4 aus: H.P. SCHÖNLAUB (1979)



Ablagerung anzusehen.

SCHÖNLAUB (1979) sieht den primären Ablagerungsraum des Karbons nördlicher und festlandsnäher als den benachbarten Ablagerungsraum der Norischen Decke. Beim gemeinsamen Deckentransport soll dann das Karbon als "Stirnplatte" nach Norden transportiert worden sein. Da das Karbon jetzt aber als tiefere tektonische Einheit vorliegt, muß das Altpaläozoikum dann schließlich noch das Karbon überfahren haben. Für Transport und Platznahme wird alpidisches Alter angenommen.

Das Karbon der Veitscher Decke tritt sowohl am Südrand als auch im Innern der Grauwackenzone auf (TOLLMANN 1977). Die Karbonschollen im Innern zeigen antiklinalen Bau (HAMMER 1932).

Nach TOLLMANN (1977) bedingt dieser antiklinale Bau zusammen mit der Heraushebung an der Paltentalstörung das fensterförmige Auftreten dieser Karbonschollen innerhalb der Norischen Decke.

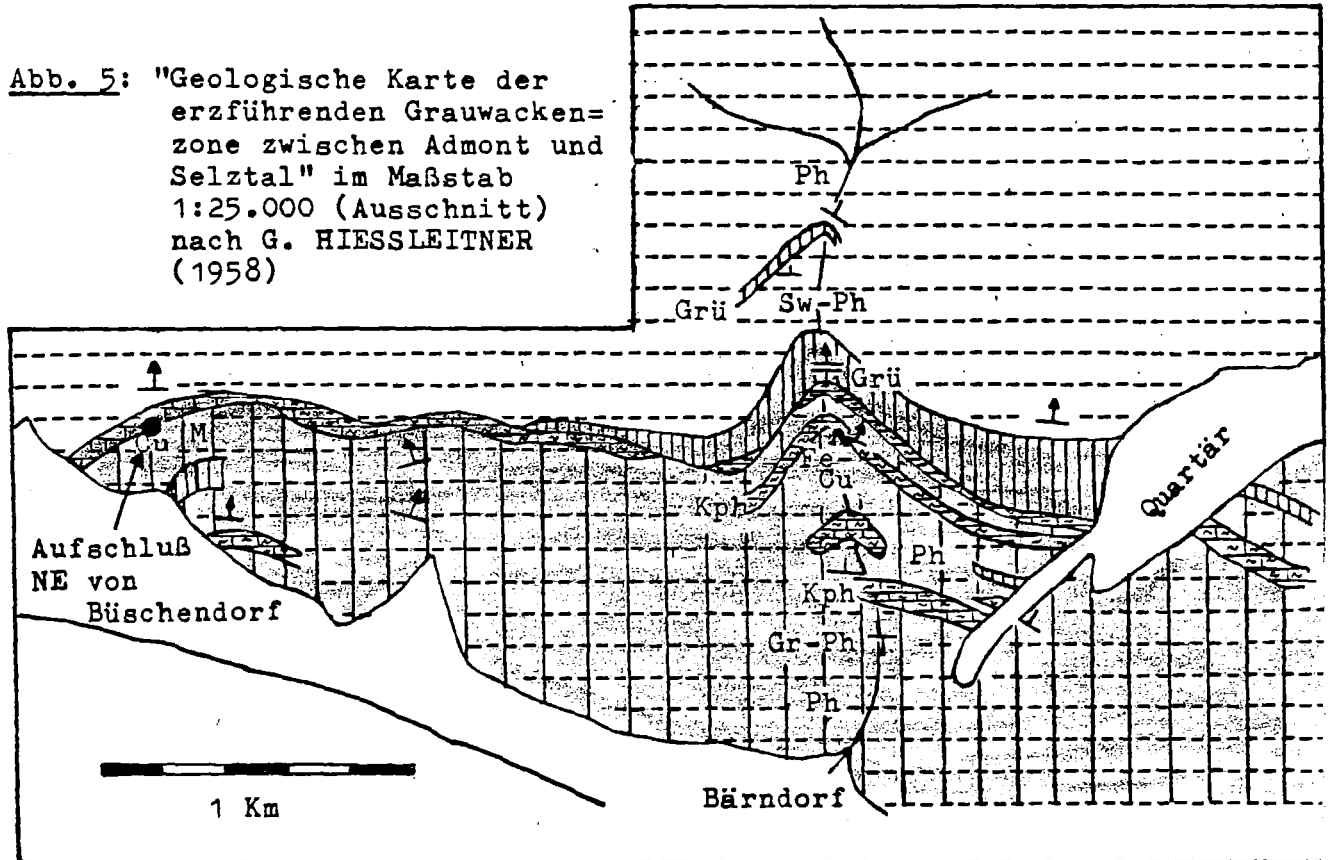
Das untersuchte Erzvorkommen bei Bärndorf tritt konkordant innerhalb einer inneren Karbonscholle (Veitscher Decke) auf. Das bearbeitete Gebiet umfaßt Gesteine der Veitscher und der Norischen Decke.

Der Bärndorfer Graben verläuft in N/S-Richtung und bietet somit ein ideales Profil durch die etwa E/W streichenden und mit  $30-45^\circ$  nach Nord einfallenden Gesteinsschichten der Norischen und der Veitscher Decke. (Abb. 5, 6).








Im südlichen Teil des Profils (Paltental) ist die von HAMMER (1932) und HIESSLEITNER (1958) zum Karbon gestellte "graphitführende Serie" aufgeschlossen. Dieser auch als "Graphitkarbon" bezeichnete Verband gehört zur Veitscher Decke und besteht aus einem mehrmaligen raschen Wechsel von quarz- und serizitbetonten Phylliten und metamorphisierten Karbonatgesteinen. Bevorzugt im Hangenden der Serie sind Grüngesteine anzutreffen.

Im "Hangenden" (tektonisch Liegenden) der Karbonserie sind altpaläozoische Gesteine der Norischen Decke aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei - im Gegensatz zu den Karbongesteinen - um eine monotone Gesteinsabfolge. Sie besteht hauptsächlich aus Phylliten mit Einschaltungen von Grüngesteinen. Karbonatgesteine und weitere Vererzungen wurden im beprobten Profilteil nicht mehr aufgefunden.

Abb. 5: "Geologische Karte der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont und Selzthal" im Maßstab 1:25.000 (Ausschnitt) nach G. HIESSLEITNER (1958)



Legende

-  Phyllite der Veitscher Decke (Karbon) = Ph  
Gr-Ph = graphitführender Phyllit
-  Phyllite der Norischen Decke (Altpaläozoikum) = Ph  
Sw-Ph = Schwarzphyllit
-  Gruppe der "Flaserigen Kalkphyllite" = Kph bestehend aus Kalk-Quarzphylliten und Quarzmarmoren (Veitscher Decke)
-  Marmor (Veitscher Decke) = M
-  Grünschiefer = Gr der Veitscher Decke (Karbon) bestehend aus Grünschiefern und Chloritphylliten
-  Grünschiefer = Gr der Norischen Decke (Altpaläozoikum) bestehend aus Chloritschiefern und Chloritphylliten
-  Stollen (verstürzt) mit aufgeschlossener Fe-Cu-Vererzung

## Profil Bärndorfer Graben

-  Flaserige Kalkphyllite
-  Phyllite, Gr-Ph: graphitführender Phyllit, Sw-Ph: Schwarzphyllit
-  Grüngesteine, Grü

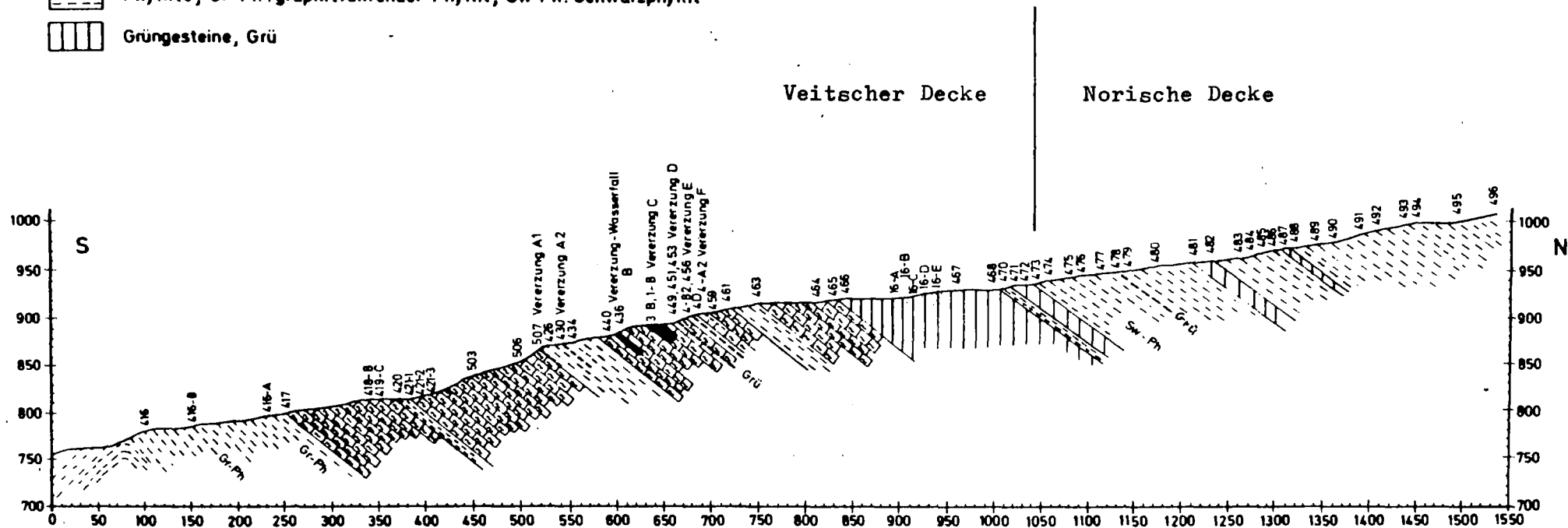


Abb. 6

## 5 Bisher veröffentlichte Untersuchungen

Die erste zugängliche Veröffentlichung über die Vererzung bei Bärndorf stammt von DÖLL aus dem Jahre 1895. Er beschreibt Kupferkies und Tetraedrit als Haupterz und erwähnt zudem noch Cuprit und Malachit. Weiterhin sind nach diesem Autor ehemals sieben Stollen vorhanden gewesen; zwei auf der linken (westlichen) und fünf auf der rechten (östlichen) Talseite. Bereits zur damaligen Zeit waren schon, von einer Ausnahme abgesehen, sämtliche Stollen verstürzt.

F.H.R. (1924) berichtet über vier aufgeschlossene Erzgänge von Kupferkies und Fahlerz. Die einzelnen Erzgänge streichen danach genau E/W und verflachen unter  $60^\circ$  nach Norden. Die Ausdehnung der Erzgänge wird in diesem Bericht mit 2 Km angegeben. Fahlerz soll als bis zu 10 cm mächtige Derberzgänge auftreten und Kupferkies sehr reichhaltig, bis zu 60 cm mächtig, eingesprengt in Quarz, Kalkspat, Spateisenstein oder Ankerit. Weiterhin wird in diesem Bericht eine chemische Analyse eines "gut gemischten Durchschnittsmusters" als Abschrift beigelegt:

Cu	20,55 %	Fe	17,69 %		
As	3,52 %	S	14,10 %	Ag	64,5 g/t
Ni	0,00 %	CaO	4,48 %	Au	1,4 g/t
Co	0,30 %	MgO	2,27 %		

Ob es sich hierbei wirklich um ein Durchschnittsmuster handelt ist, zumindest für die Nickel- und Silbergehalte nach den in der vorliegenden Arbeit durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen und Mikrosondenanalysen, sehr fraglich. Auch MATZ (1938) äußert schon Zweifel, ob die für die Analyse benutzten Proben wirklich von allen Ausbissen und Halden genommen wurden.

HAMMER (1932) beschreibt erstmalig den geologischen Rahmen. Er stellte die in den "flaserigen Kalkglimmerschiefern" auftretende Vererzung und die im Hangenden folgenden Grünschiefer zusammen in die "graphitführende Serie", d.h. ins Oberkarbon. Die Vererzung wird in dieser Arbeit jedoch nur kurz erwähnt.

Er bezeichnet sie als "Quarzkalzitgänge mit Durchhäderung von Kupferkies, Eisenkarbonat und sekundären Kupferkarbonatabsetzen". HAMMER (1932) unterteilt die im Bärndorfer Graben auftretenden Gesteine in drei Serien:

- 1) Graphitführende Serie
- 2) Phyllite des Toneck
- 3) Feinschichtige, mäßig metamorphe Grauwackenschiefer

Dieser Autor schließt aufgrund fehlender Konglomerate im Bereich von Bärndorf und weiter westlich auf einen Fazieswechsel in der graphitführenden Serie. Die flaserigen Kalkglimmerschiefer stehen stratigraphisch dort, wo weiter östlich von Bärndorf Konglomerate anstehen, d.h. Kalkglimmerschiefer und Konglomerate vertreten sich faziell.

Bemerkenswert ist der von HAMMER (1932) erwähnte Fund von vollständig rekristallisierten Crinoidenstielgliedern "nahe ober Bärndorf", die in einer geringmächtigen Bank von dunkelgrauen dichten Kalk auftreten sollen. Dieser Crinoidenfund ist für die Genese des Erzvorkommens von Wichtigkeit (vgl. Kap. 9).

Eine eingehendere, aber skizzenhafte Beschreibung der Vererzung wird von MATZ (1938) gegeben. Er beschreibt das Vorkommen als "Kupfererz führende Quarz-Karbonatgänge". Seiner Meinung nach treten die Gänge in Form von mindestens vier Lagergängen auf, die etwa E/W streichen und mit etwa  $50^{\circ}$  nach Norden einfallen. Ihre Mächtigkeit wird mit 0,1-0,5 m angegeben. MATZ beobachtete Fahlerz und Kupferkies im Verhältnis 1:1 als Haupterz und untergeordnet Arsenkies. Als Minerale der Oxidationszone werden Cuprit, Limonit, Malachit und Azurit genannt. Nach MATZ fehlt Pyrit in den von ihm untersuchten Proben. Dies ist sehr verwunderlich, da die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben häufig Pyrit als Hauptkomponente führen. Eine Derberzprobe besteht sogar fast ausschließlich aus Pyrit.

METZ (1953) hält eine Trennung der altpaläozoischen Gesteine, wie sie von HAMMER vorgenommen wurde, nicht für sinnvoll. Nach METZ ist die "höhermetamorphe Schieferserie" (Toneckphyllite nach HAMMER) keine stratigraphisch gesonderte Serie und auch eine

tektonische Abtrennung von den "gering metamorphen Schiefern" (feinschichtige Grauwackenschiefer nach HAMMER) sei nur "unter Zwang" möglich. Er faßt diese beiden Serien in die "Serie der Grauwackenschiefer" zusammen.

HIESSLEITNER (1958) bearbeitete im Rahmen seiner geologischen Neuaufnahme zwischen Admont und Selztal auch das Bärndorfer Gebiet. Er stimmt im wesentlichen mit den Untersuchungen von HAMMER überein, bemerkt aber ein Zurücktreten der graphitischen Schichten und eine Zunahme der Serizitphyllite im Bärndorfer Graben. In die graphitführende Serie sind nach HIESSLEITNER drei bis vier Züge von schuppigen, chloritreichen Kalkphyllit eingelagert. Wie schon HAMMER, sieht auch er den nördlichsten, hangensten Kalkphyllitzug in enger Verbindung mit Grünschiefern, die in dieser Serie vornehmlich auf den nördlichen Außenrand beschränkt sind. Er stellt bei der Kartierung eine noch größere Verbreitung der Grüngesteine fest, als bereits von HAMMER angenommen wurde. Im allgemeinen handelt es sich nach diesem Autor bei den Grüngesteinen um deckenartige Ergüsse von Massengesteinen, verbunden mit Tuffbildung.

HIESSLEITNER stellt fest, daß es im Gebiet von Bärndorf mit Schwierigkeiten verbunden ist, die graphitführende Serie von dem "höherphyllitischen Stockwerk" scharf abzugrenzen. Die Abgrenzung ist nach diesem Autor "etwas willkürlich" und stützt sich im allgemeinen auf die Graphitführung, wobei die graphitischen Schiefer nicht auf die vermutliche Karbonserie beschränkt sind. Fraglich ist es für HIESSLEITNER mit welcher Sicherheit die Kalkphyllite zum Karbon zu stellen sind, da Fossilien fehlen. Immerhin stellt er die Kalkphyllite und die Grünschiefer fraglich ins Karbon. Die überlagernden Schichten werden zum Silur-Devon gestellt. Eine Unterteilung dieser Schichten wird von HIESSLEITNER nur noch in abgeschwächter Form vorgenommen. Er verzichtet letzten Endes auch auf eine Grenzziehung zwischen diesen Serien in der geologischen Karte.

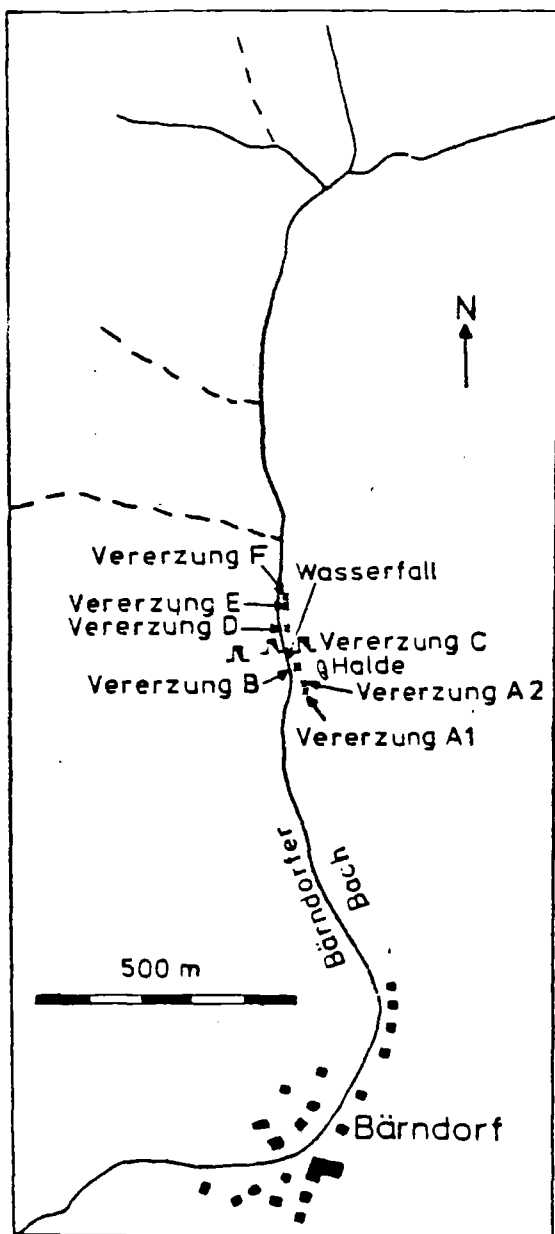
Auf die sulfidischen Erzvorkommen geht dieser Autor nur sehr kurz ein und bezeichnet sie als kleine, unbedeutende Gangvor-

vorkommen, die vornehmlich wegen ihres Silbergehaltes abgebaut wurden. Für das Bärndorfer Vorkommen verweist er auf MATZ (1938). Die nach HIESSLEITNER hauptsächlich aus Cu-Sulfiden bestehenden Sulfidvorkommen, so z.B. das bei Bärndorf, werden von diesem Autor als para- bis postsideritisch, d.h. als para- bis postalpidisch eingestuft.

Erwähnung findet das Erzvorkommen bei Bärndorf auch in den Erläuterungen zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen von FRIEDRICH (1953). Es wird hier als metamorphe Lagerstätte vom Typus Sunk (Graphit) eingegliedert.

## 6 Der Erzkörper

Das Erzvorkommen bei Bärndorf tritt konkordant innerhalb der von HIESSLEITNER (1958) zum Karbon gestellten, metamorph überprägten, vulkano-sedimentären Serie auf. Es ist an mehreren Stellen in einer Höf von etwa 900 m ü. NN. aufgeschlossen (Abb. 7). Zwei größere Erzlager (Mächtigkeit etwa 0,8-1,5 m) werden im Liegenden und Hangenden von fünf



**Abb. 7:** Skizze des Arbeitsgebietes mit Lage der Erzausbisse und der Halde.



geringmächtigen (0,1-0,3 m), schwach vererzten Bereichen begleitet (s. Profil, S. 10). Dabei handelt es sich im Liegenden um schwache Imprägnationen mit teilweiser strenger Einregelung der Erzminerale in Serizitphyllit und im Hangenden um schwache Imprägnationen in Calcit-Quarz-Chloritphyllit und in stärker chloritführenden Quarzmarmor.

Die südlichste, der im Liegenden aufgeschlossenen Imprägnationen, befindet sich etwa 100 m südlich des Wasserfalls am Forstweg (Vererzung A1, Abb. 7). In dem stark verwitterten dunkelgrauen Chlorit-Serizitphyllit ist Hämatit streng parallel zur Schieferung eingeregelt. Etwa 80 m südlich des Wasserfalls befindet sich am Forstweg die zweite Liegendimprägnation (Vererzung A2, Abb. 14). Das Nebengestein bildet ein teilweise stärker karbonatischer Serizitphyllit (Abb. 8) Eingesprengt sind hier nur wenig Pyrit und Rutil. Wieder ist eine Einregelung der Erzminerale sichtbar.



N — S

30 cm

Abb. 8: Vererzung A2; schwache Pyritimprägnation in teilweise karbonatischer Matrix, konkordant eingelagert in Phyllit

Am Wasserfall ist das erste, kleinere Haupterzlager (Vererzung B, Abb. 15) aufgeschlossen. Durch eine Abrutschung ist es z.T. überdeckt (Abb. 9). Eine laterale Verfolgung des Erzhorizontes ist nicht möglich. In der bevorzugt aus Quarz und Karbonat bestehenden Gangart sind Erzminerale unregelmäßig verteilt. In dem etwa 80 cm großen Ausbiß treten Pyrit, Kupferkies, Tennantit, Kobaltglanz und Mischkristalle von Gersdorffit/Kobaltglanz auf. Kobaltblüte, Malachit, Azurit und Fe-Hydroxide bilden die Sekundärminerale der Oxidationszone.



20 cm

N—

**Abb. 9:** Oxidationszone von Vererzung B (kleineres Erzlager)  
Imprägnationen in Quarz/Karbonat-Matrix

Das Haupterzlager (Vererzung C, Abb. 15) ist am besten etwas nördlich des Wasserfalls an dem bereits beschriebenen, schwer zugänglichen Felsenstollen aufgeschlossen. Der Ausbiß ist schon gut vom Forstweg aus durch seine bräunliche Oxidationszone (Brande) zu erkennen (Abb. 10, 11). Die Mächtigkeit des vererzten Bereichs beträgt hier etwa 1,5 m. Die Erzminerale treten unregelmäßig verteilt in Quarz-Marmor auf. Es gibt immer wieder kleine



N ——— S

Abb. 10: Brande des Haupterzlagers (Vererzung C), in etwa 20 m Höhe im Felsprung gelegen (Pfeil). Aufgenommen vom Forstweg.



E  
W

0,5

Abb. 11: Ausschnitt vom Ausbiß der Hauptvererzung. Deutlich ist das konkordante Auftreten der vererzten Schichten (braun) zu erkennen. Nebengestein (Quarzmarmor/Kalk-Quarzphyllit) und Vererzung streichen etwa E/W und fallen mit  $45^\circ$  nach N ein.

Bezirke in denen sich das Erz fleckenartig anreichert. Im Anstehenden treten nur Imprägnationen auf. Auf der nahegelegenen Halde, die mit diesem Aufschluß in Verbindung gebracht werden kann, ist aber auch Derberz zu finden.

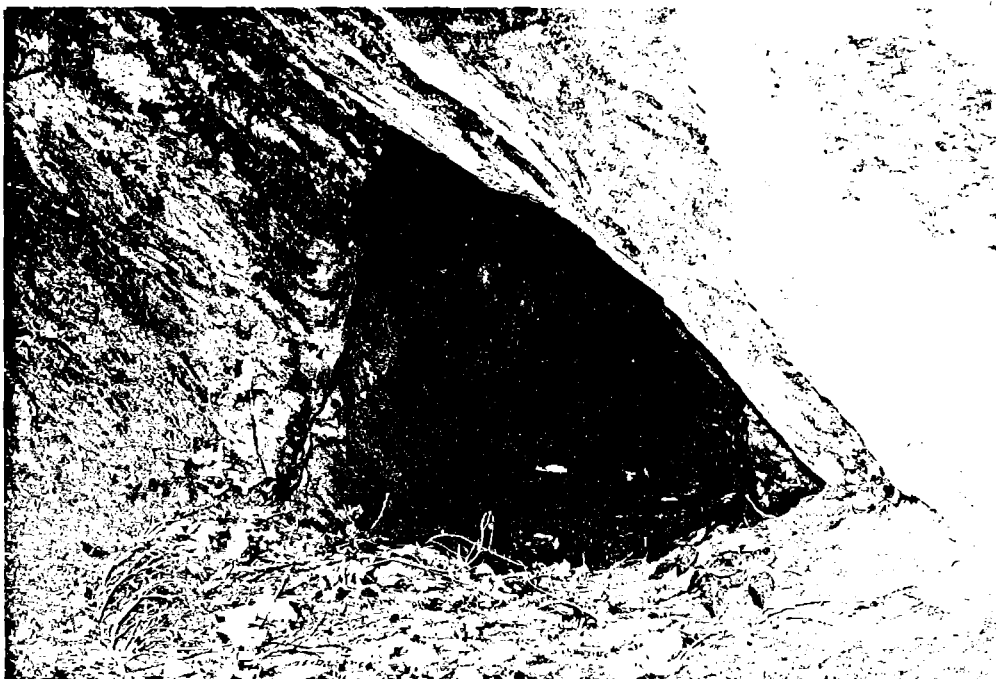
Die Erzminerale zeigen die gleiche tektonische Beanspruchung wie die Minerale des Nebengesteins. Auffallend ist eine starke Verkiezelung und in Teilbereichen auch eine vermehrte Chloritführung (z.T. schichtparallel) der vererzten Bereiche.

In der Gangart treten mit Ausnahme von Dolomit nur solche Minerale auf, die auch im Nebengestein vorhanden sind.

Diskordanzerscheinungen sind im Vererzungsbereich nicht zu beobachten.

In der Hauptvererzung wurden folgende Erzminerale bestimmt: Pyrit, Kupferkies, Tennantit, untergeordnet Kobaltglanz und Arsenkies, gelegentlich Magnetit und in Spuren Magnetkies, Bleiglanz, Markasit, Covellin und Hämatit. Dazu treten wieder Kobaltblüte, Malachit, Azurit und Fe-Hydroxide.

Das Haupterzlager läßt sich lateral etwa 200 m in westlicher Streichrichtung verfolgen. Es erstreckt sich von dem bereits erwähnten Felsenstollen, über einen unter diesem am Forstweg gelegenen Ausbiß, bis zum westlichst liegenden Stollen (vgl. Abb. 7). Dieser Stollen befindet sich etwa 60 m über der Talsohle. Am Mundloch sind die vererzten Schichten durch ihre grünlich-bräunliche Oxidationszone schon aus größerer Entfernung sichtbar. Sie liegen konkordant in Quarz-Marmor (Abb. 12).



S — N

40 cm

Abb. 12:

Oxidationszone am Mundloch des westlichst gelegenen Stollen. Die vererzten Schichten des Hauptlagers liegen konkordant in Quarz-Marmor.

Vererzte Bereiche und Nebengesteine streichen E/W und fallen mit  $40^\circ$  nach N ein. Im Stollen selbst ist neben einer schwachen Imprägnation von Kupferkies und Spuren von Fahlerz eine etwa 5 cm mächtige, schichtparallele Pyrit-Derberzlage zu beobachten. Nach kurzer Wegstrecke ist der Stollen völlig verstürzt. Eine Halde ist wegen des steilen Geländes nicht mehr vorhanden. Die weitere Verfolgung des Erzhorizontes in westlicher Streichrichtung ergab keine weiteren Ausbisse mehr. Es soll aber darauf aufmerksam gemacht werden, daß etwa 2 Km weiter westlich, nordöstlich von Büschendorf, in der geologischen Karte von HIESSLEITNER wieder eine Cu-Vererzung vermerkt ist (vgl. Abb. 5, S. 9). Der Flaserige Kalkphyllit (Quarz-Marmor) geht hier in einen weißen, mitunter zuckerkörnigen, teilweise ankeritischen Marmor über (HIESSLEITNER 1958). Zwei untersuchte Anschliffe von diesem Aufschluß ließen überwiegend Magnetkies mit Umwandlungen zu Markasit und zudem Arsenkies erkennen. Pyrit und Cu-Sulfide wurden in den mikroskopierten Schliffen nicht beobachtet, was natürlich bei zwei Proben keine große Aussagekraft besitzt.

Immerhin ist festzuhalten, daß die Vererzung bei Bärndorf und Büschendorf in mehr oder weniger tonig-sandigen Marmoren auftreten, die auch stratigraphisch eine ähnliche Position haben. Es wäre somit möglich, daß beide Vererzungen genetisch zusammengehören, wobei dann die Erzmineralisation über längere Strecken aussetzt, bzw. nicht aufgeschlossen ist und sich von Pyrit-reich nach Magnetkies-reich verändert.

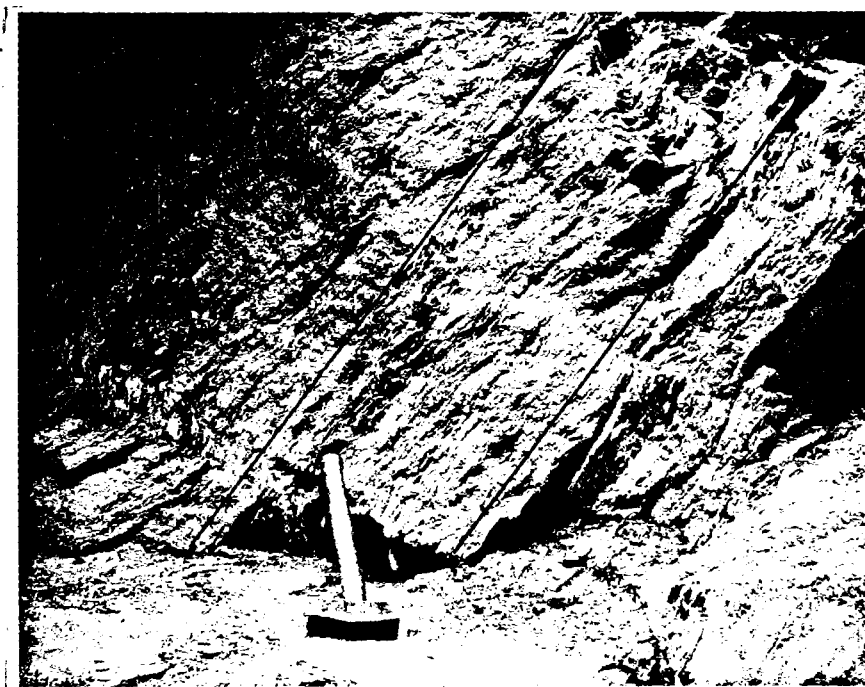
Die Verfolgung des Erzhorizontes vom Felsenstollen in östlicher Streichrichtung war nicht möglich. Es wurden keine weiteren Ausbisse und auch keine weiteren Stollen in dieser Richtung beobachtet. Da aber ehemals auch auf dieser Seite des Baches noch Stollen vorhanden waren (DÖLL 1895, MATZ 1938), ist eine weitere Erstreckung des Erzhorizontes in östlicher Richtung sehr wahrscheinlich. Etwa 20 m nördlich der Hauptvererzung, am Forstweg, ist eine schwach vererzte, konkordant in Quarz-Marmor eingebettete Lage von Calcit-Quarz-Chloritphyllit aufgeschlossen. Die Grüngesteins-schicht ist etwa 10 cm mächtig und zeigt Pyrit, Rutil und etwas

Kupferkies. Auffallend ist eine starke Einregelung der Erzminerale. Eine fast identische Probe, aber mit einer stärkeren Imprägnation, wurde auf der Halde gefunden.

Etwa 25 m nördlich der vererzten Grüngesteinslage liegt an der Böschung des Forstweges ein ehemaliger kleiner Steinbruch.

Konkordant in Quarz-Marmor ist eine etwa 20 cm mächtige, schwach vererzte Lage eingeschaltet. Diese besteht aus stärker chloritführendem Quarz-Marmor (Abb. 13). Neben Kupferkies ist insbesondere Bornit zu beobachten, der sonst in keiner weiteren vererzten Zone gefunden wurde. Auch spärlich vorhandener Molybdänglanz ist nur hier beobachtet worden. Auffallend ist das Fehlen von Pyrit in dieser Vererzung.

Im gleichen Steinbruch ist am nördlichen Rand eine weitere schwache Erzführung zu bemerken. Unregelmäßig tritt hier spärlich eingesprengter Kupferkies und Spuren von Pyrit in Quarz-Karbonatmatrix auf.



20 cm

N — S

Abb. 13: Vererzung E  
Konkordante Lage von stärker  
chloritführendem Quarz-Marmor.







### 6.1 Erze - makroskopisch

Die anstehenden Erze im Gebiet von Bärndorf treten überwiegend als Imprägnationen auf. Derberz ist nur im westlichsten Stollen (Probenahmepunkt 15 in Abb. 33, Seite 50) und auf der Halde zu finden.

In den Imprägnationserzen sind die Erzminerale vorwiegend unregelmäßig verteilt. Sie bilden häufig fleckenartige Ansammlungen, die überwiegend aus Pyrit, Kupferkies und Tennantit bestehen. Pyrit bildet gelegentlich millimetergroße, gestreifte, idiomorphe Kristalle. Kupferkies und Tennantit treten hingegen immer xenomorph auf.

Die Gangart besteht aus Quarz, Karbonat, Serizit und Chlorit, teilweise aber auch nur aus Quarz und/oder Karbonat.

Die untersuchten Derberzproben bestehen hauptsächlich aus Pyrit, Kupferkies und Tennantit, aber auch eine Arsenkies-reiche Probe wurde auf der Halde gefunden. Geregelte Texturen treten nicht auf.

Auffallend sind die Farben der sekundären Minerale der Oxidationszone. So machen Malachit, Azurit, Kobaltblüte und Fe-Hydroxide die Ausbisse schon aus größerer Entfernung sichtbar.

Sedimentäre Strukturen lassen sich nicht beobachten. Die vererzten Schichten treten - soweit zu sehen - immer konkordant zum Nebengestein auf. Diskordanzerscheinungen sind in keinem der untersuchten Ausbisse zu bemerken.

## 6.2 Erzmikroskopie und mikroanalytische Untersuchungen

Es wurden 32 Proben aus dem Anstehenden und 8 Proben von der Halde erzmikroskopisch untersucht.

Pyrit\* und in etwas geringerer Menge Kupferkies und Tennantit\* sind die vorherrschenden Erzminerale. Untergeordnet und in wechselnden Mengen treten Arsenkies und Kobaltglanz\* bzw. Mischkristalle von Gersdorffit/Kobaltglanz\* auf. Bornit\*, Magnetit\* und Hämatit sind nur wenig vorhanden. Als Spuren treten auf: Gold\*, Magnetkies\*, Bleiglanz\*, Molybdänglanz\* und Markasit (1)\*. Als Minerale der Oxidationszone wurden Malachit, Azurit, Kobaltblüte\*, Covellin\*, Kupferglanz\*, Markasit (2)\* und Fe-Hydroxide bestimmt.

Die mit einem Stern gekennzeichneten Erzminerale werden in der vorliegenden Arbeit zum erstenmal für das Bärndorfer Erzvorkommen beschrieben.

Tetraedrit und Cuprit, die von DÖLL (1895) erwähnt werden, konnten in keiner untersuchten Probe gefunden werden.

Die untersuchten Erzminerale sind wie das umgebende Gestein metamorph überprägt worden und zeigen somit auch metamorphe Gefüge.

Nach SCHNEIDERHÖHN (1962) reagieren die sulfidischen Erzminerale und Erzparagenesen im allgemeinen gegenüber den wirksamen Faktoren der Metamorphose sehr viel empfindlicher als die gesteinsbildenden Silikate, Karbonate und Oxide. Dabei zeigen die verschiedenen Erzminerale unterschiedliche Reaktion. Harte Minerale reagieren spröde, weiche dagegen plastisch. Besonders wird das Primärgefüge durch Metamorphosen aller Art zerstört.

### 6.2.1 Pyrit

Pyrit ist das am häufigsten beobachtete Erzmineral.

In Derberzproben bildet er bis zu 1 mm große, hypidiomorphe Kristalle. Diese durch Sammelkristallisation entstandenen Großkörner (Py 2), lassen oft noch schwach die ehemaligen Korngrenzen früherer Pyrite (Py 1) erkennen (Abb. 16). Sulfidminerale wie Kupferkies, Tennantit und Arsenkies, sowie auch Gangart, die vor der Sammelkristallisation interstitial vorlagen, wurden während des Pyritwachstums einverleibt und liegen jetzt als "Einschlüsse" vor. An den Rändern der Großpyrite bilden sich manchmal Anwachssäume von Pyrit (Py 3) (Abb. 17).

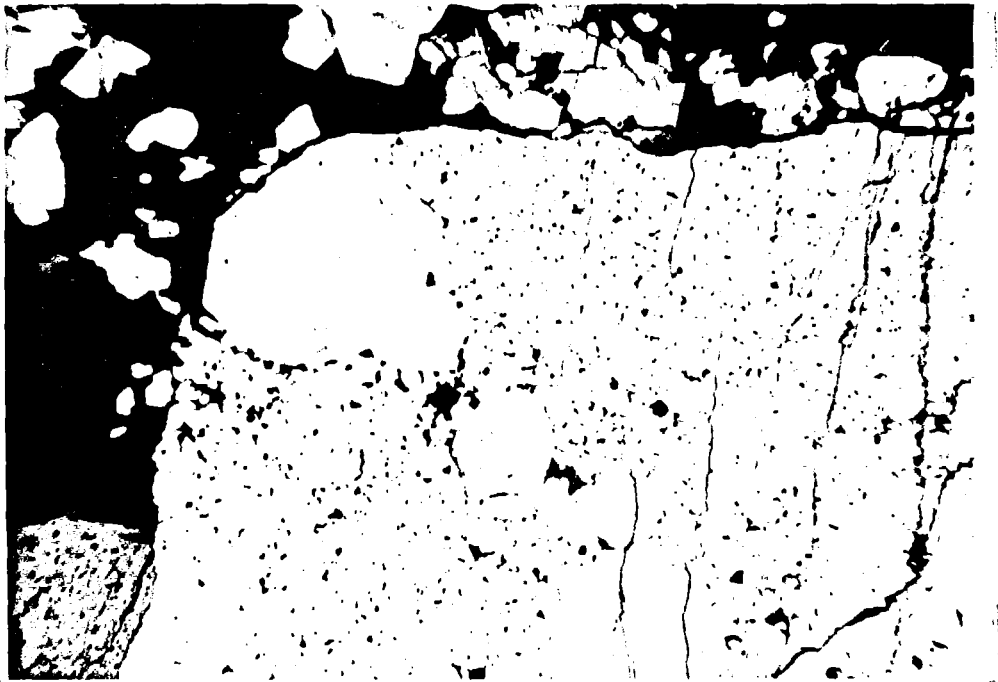


Abb. 16: Probe 510-A, // Nic., Bildbreite  $\approx$  0,95 mm  
Pyrit-Großkorn (Py 2) mit erkennbaren Korngrenzen von Py 1.

In mehr oder weniger monomineralischen Pyritaggregaten treten gelegentlich an dem Berührungspunkt dreier Pyritkörner Winkel von etwa  $120^\circ$  auf (Abb. 18). Diese  $120^\circ$  "triple junctions" sind typisch für rekristallisierte Minerale (STANTON 1972, LAWRENCE 1972, VOKES 1969).

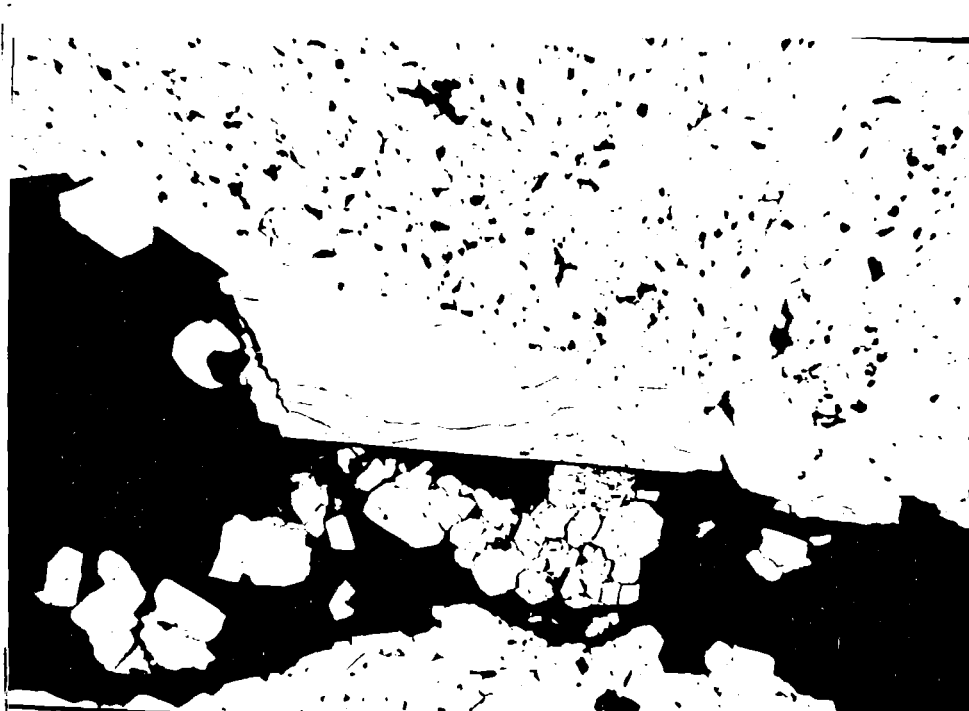


Abb. 17: Probe 15-A2, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,95 mm  
Pyrit-Saum (Py 3) an Pyrit-Großkorn (Py 2). Auch Py 1  
ist wieder deutlich zu erkennen. Anstoßender Pyrit  
verursacht im Saum "Kataklasewellen".

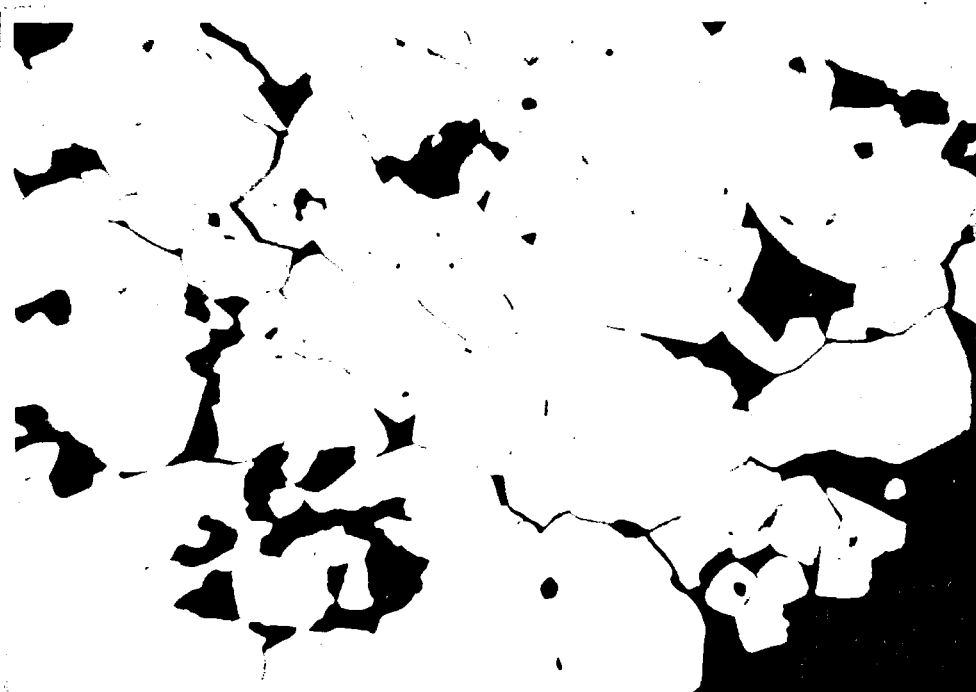


Abb. 18: Probe 15-A2, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,5 mm  
An den Berührungspunkten dreier Pyritkörner sind z.T.  
120° triple junctions sichtbar.

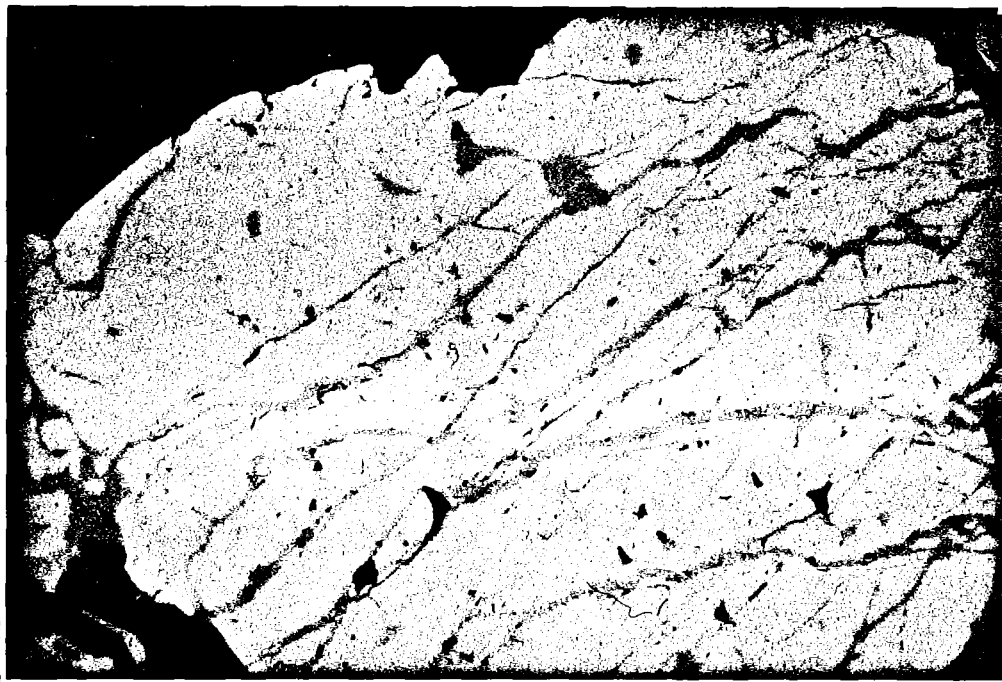


Abb. 19: Probe 510-D, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  1,3 mm  
Plastischer Tennantit (grau) und etwas Kupferkies (gelb)  
sind in Risse des spröden Pyrits eingeschmiert. Es liegt  
keine Verdrängung oder eine jüngere Generation vor,  
sondern eine metamorph bedingte Mobilisation.

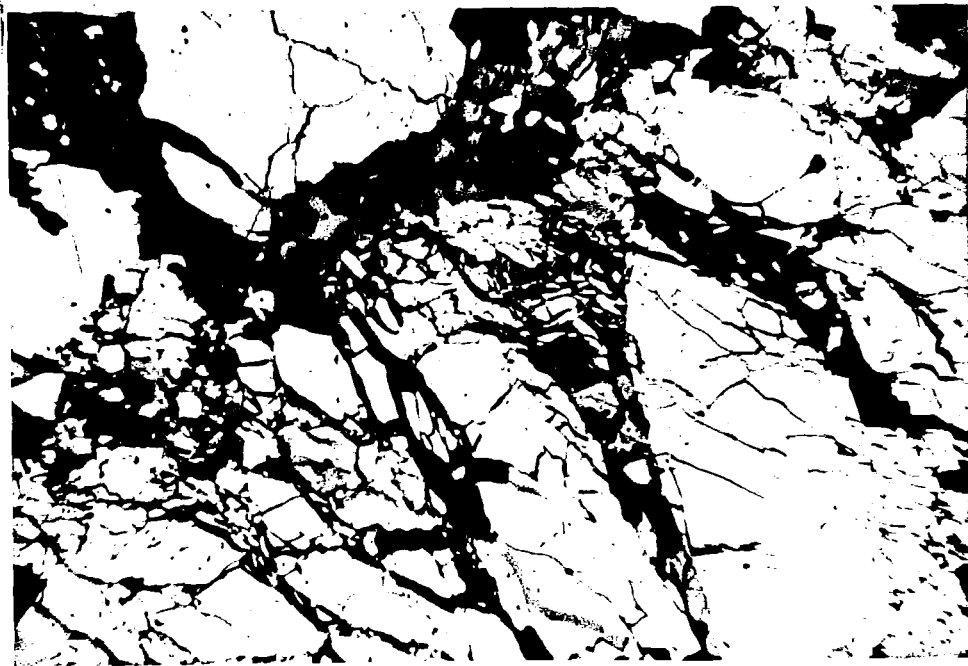


Abb. 20: Probe 510-C, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,95 mm  
Stark kataklastischer Pyrit. Quarz (schwarz) "verheilt"  
die Risse. Tennantit: dunkelgrau, Kupferkies: hellgrau,  
Pyrit: weiß.

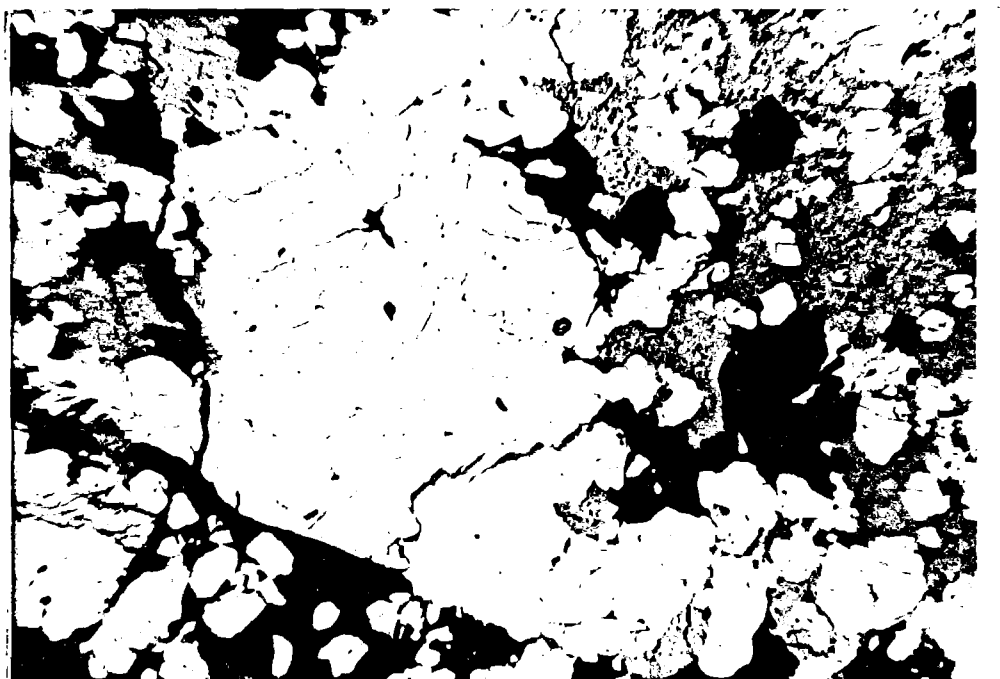


Abb. 21: Probe 510-A, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  2mm  
Bruchstücke von Groß-Pyrit "schwimmen" im plastischen  
Tennantit. Deutlich ist der Transport von Pyritbruch=  
stücken im Mikrobereich zu erkennen.  
Pyrit: weiß, Tennantit: grau, Gangart: schwarz.



Abb. 22: Probe 510-F, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  2 mm  
Eingeregelte Pyritidioblasten im Grünstein.

Auf die erfolgte Deformation reagierte Pyrit sehr häufig mit Kataklyse. In die entstandenen Sprünge und Risse drängen dann nachträglich, die auf Deformation plastisch reagierenden Minerale Kupferkies und Tennantit ein (Abb. 19). In einigen Fällen ist die Kataklyse soweit fortgeschritten, daß Teilbereiche der Großpyrite regelrecht auseinander gebrochen sind (Abb. 20). Zum Teil werden Pyritbruchstücke durch den plastischen Tennantit im Mikrobereich transportiert, so daß es den Anschein hat, als würden sie in einer Matrix von Tennantit "schwimmen" (Abb. 21). Nach Laboruntersuchungen von GRAF & SKINNER (1970) verhält sich Pyrit unter allen Druck- und Temperaturbedingungen bei der Deformation als spröder Körper. Eine Ausnahme bildet ein von MOOKHERJEE (1971) beschriebener, verfallener Pyrit.

Neben den Großpyriten treten auch kleinere Porphyroblasten auf, die teilweise poikiloblastisch von Gangart und anderen Erzmineralen (z.B. Magnetkies) durchsetzt sind. Sie treten vorwiegend idiomorph auf (Idioblasten) und sind häufig eingeregelt (Abb. 22).

Pyrit wandelt sich oft von Rissen und vom Rand her in Fe-Hydroxide um. Sehr selten sind auch Umwandlungen in Markasit zu beobachten. Zudem wird Pyrit zum Teil von Kobaltglanz bzw. von Gersdorffit/Kobaltglanz verdrängt. Als Einschlüsse treten Magnetkies, Tennantit, Kupferkies, Arsenkies, Markasit, Hämatit, Gold und Gangart auf.

Es wurden 15 Pyrite mit der Mikrosonde auf ihre Gehalte an Fe, Ni, Co, Mn, As und S untersucht (Tab. 1). Mn konnte in keiner und As nur in wenigen Proben nachgewiesen werden. Durch ihre unterschiedlichen Co- und Ni-Gehalte lassen sich die untersuchten Pyrite in zwei Gruppen gliedern. Die erste Gruppe besteht aus Pyriten, die keine oder nur geringe Co-Gehalte und keine nachweisbaren Gehalte an Ni zeigen. Die zweite Gruppe besitzt leicht erhöhte Co-Gehalte und geringe Ni-Gehalte. Wie Tabelle 1 zeigt, schwanken die Werte bereits innerhalb einer Probe.

HEGEMANN (1943) untersuchte zahlreiche Pyrite unterschiedlicher Bildung. Danach zeigen sedimentäre Pyrite und solche aus epi=

zonalen Kieslagern konstante, niedrige Co- und Ni-Werte. Hydrothermale (Gang-) Pyrite zeigen starke Schwankungen im Gehalt dieser Elemente und weisen bei hohen Co-Gehalten auch hohe Ni-Gehalte auf, wobei Ni manchmal höhere Werte als Co zeigt. Im Gegensatz dazu haben metamorphe Pyrite höhere Gehalte an Co als an Ni. Der Co-Ni-Gehalt metamorpher Pyrite ist nach HEGEMANN von drei Umständen abhängig:

- 1) Von der primären Zusammensetzung der Pyrite und von der zur Verfügung stehenden Menge an Co und Ni der näheren Umgebung.
- 2) Vom Grad der Metamorphose.
- 3) Von den paragenetischen Verhältnissen.

Obwohl bereits epizonale Umwandlungen von Pyrit zu einer Co-Anreicherung und einer Ni-Abfuhr führen können (HEGEMANN), sind die teilweise relativ hohen Gehalte an Co (bis 0,72 %) nicht allein durch den Grad der Metamorphose zu erklären. Vielmehr sind es die paragenetischen Verhältnisse, die zu einer teilweisen Anreicherung von Co führen. So sind die relativ hohen Gehalte an Co nur in Proben zu beobachten, die eine Kontaktparagenese von Pyrit/Kobaltglanz aufweisen. Klammert man diese Proben aus, so zeigen die übrigen Analysen praktisch Ni- und Co-freie Pyrite. Die Gehalte von Co liegen zwischen 0 % und 0,24 %, die von Ni unter der Nachweisgrenze. STUMPFL & TARKIAN (1979) geben für die schichtgebundene, submarin-exhalative Vererzung in den Schladminger Tauern Gehalte von 0,05-0,15 % für Co und von 0,02-0,2 % für Ni an. Es handelt sich also ebenfalls um praktisch Co- und Ni-freie Pyrite. Die Werte stimmen nach diesen Autoren gut mit denen von Pyriten aus anderen schichtgebundenen Vererzungen (z.B. aus dem Grazer Paläozoikum oder den ordovizischen Lagerstätten des Bathurst-Destriktes in Canada) überein. Nach SCHLÜTER (1979) sind die Pyrite der alpinen Kieslagerstätte Öblarn praktisch nickelfrei und weisen geringe Co-Gehalte von 0-0,33 % auf. Diese Lagerstätte wurde als submarin-exhalativ identifiziert. Die Co- und Ni-Gehalte der Bärndorfer Pyrite, die nicht mit Kobaltglanz in Kontaktparagenese stehen, stimmen also gut mit denen von Pyriten aus anderen schichtgebundenen, submarin-exhalativen Lagerstätten überein.



Tab. 1: Mikrosondenanalysen von Pyrit

Probe	Fe	S	As	Co	Ni	Co/Ni	Summe
431	46,30	52,10	3,35	0,06	-		101,81
431	x	x	-	-	-		
437	x	x	-	-	-		
438	x	x	-	-	-		
439	x	x	-	-	-		
101	x	x	-	-	-		
104-A	46,78	53,37	-	0,24	-		100,38
105	x	x	-	-	-		
105	x	x	-	-	-		
105*	46,46	53,51	0,40	0,40	0,03	13,3	100,80
105*	45,92	53,03	0,38	0,64	0,06	10,7	100,03
497*	45,75	53,22	-	0,72	-		99,69
15-A2	x	x	-	-	-		
510-A	46,30	52,10	0,66	0,05	-		99,84
16-C	x	x	-	-	-		

Vererzung A-2: 431; Vererzung B: 437, 438, 439; Vererzung C: 101, 104-A, 105, 497, 15-A2; Halde: 510-A; Grünschiefer (Meta-Tuff): 16-C

\*: mit Kobaltglanz in Kontaktparagenese

x: bei Pyriten, die keine nachweisbaren Gehalte an Nebenelementen zeigten, wurde auf die Bestimmung von Fe und S verzichtet.

-: kleiner Nachweisgrenze

Nach BRALIA et al. (1979) zeigen Pyrite rein sedimentärer Entstehung sehr niedrige Co/Ni-Verhältnisse, deren Mittelwert bei 0,6 liegt. Hydrothermale Pyrite (Gangpyrite) sind durch stark schwankende Co/Ni-Verhältnisse charakterisiert. Diese sind stets kleiner als 5. Für vulkanogenetische Pyrite aus submarin-exhalativen Lagerstätten werden Co/Ni-Verhältnisse von 5-50 angegeben. Die Ni-Gehalte der untersuchten Bärndorfer Pyrite liegen zumeist unterhalb der Nachweisgrenze. Daher ist nur bei zwei Pyriten eine Bildung des Co/Ni-Verhältnisses möglich. Beide Verhältnisse zeigen Werte über 10, so daß eine submarin-exhalative Bildung angenommen werden kann. Einschränkend muß bemerkt werden, daß diese beiden Pyrite in Kontaktparagenese zu Kobaltglanz stehen und daß es im Zuge der Metamorphose möglicherweise zu einer (geringen) Anreicherung von Co und evtl. auch von Ni (Kobaltglanz zeigt z.T. hohe Kobaltgehalte) gekommen sein könnte, wodurch eine Verfälschung des primären Co/Ni-Verhältnisses möglich wäre.

#### 6.2.2 Kupferkies

Kupferkies ist mengenmäßig wechselnd, aber insgesamt häufig in den untersuchten Anschliffen zu beobachten. Auf die erfolgte Deformation reagierte er unterschiedlich. Sehr häufig zeigt Kupferkies plastisches "Fließen" (plastic flow, VOKES 1969). Diese plastische Deformation ist sehr schön durch das "Einschmieren" in kataklastischen Pyrit festgehalten (vgl. Abb. 19, S. 28). Nach experimentellen Daten von GILL (1969) tritt plastisches Fließen im Kupferkies bei Temperaturen im Bereich der Grünschiefer- und Amphibolitfazies und Drucken von weniger als 1,7 Kb sehr schnell ein. Kupferkies zeigt zudem häufig auch Kataklase, für die eine weitere mechanische Beanspruchung bei niedrigen Temperaturen verantwortlich zu machen ist. Es ist auch oft sekundäre Verzwilligung (Deformationsverzwilligung) zu beobachten, die nach STANTON (1972) für dieses Mineral gewöhnlich ist. Die Druckzwillinge sind deutlich an ihrer Lammellenverbiegung zu erkennen (Abb. 23).



Abb. 23: Probe 510-A, Nic. nicht ganz gekreuzt, Bildbreite  $\hat{=}$  0,2 mm  
Druckverzwillingter Kupferkies (Kuk) infolge eines  
Zusammenstosses mit Pyrit (Py).



Abb. 24: Probe 510-A, Nic. nicht ganz gekreuzt, Bildbreite  $\hat{=}$  0,5 mm  
Polykristallines Aggregat von Kupferkieskörnern (poly-  
gonales Zellengefüge). Z.T. sind  $120^\circ$  triple junctions  
zu erkennen. Links unten: Druckzwillung.

Die metamorphe Beanspruchung führte beim Kupferkies neben einer Deformation auch zu einer Rekristallisation. Nach EDWARDS (1965) rekristallisiert Kupferkies sehr leicht. Bei parallelen Polarisatoren macht Chalcopyrit den Eindruck als bestünde er aus bis zu mehreren millimetergroßen Einzelkristallen. Bei nicht ganz gekreuzten Polarisatoren ist jedoch sehr häufig festzustellen, daß keine großen Einzelkristalle, sondern polykristalline Aggregate vorliegen. Zum Teil treten an dem Berührungspunkt von drei aneinandergrenzenden Kupferkiesindividuen Winkel von etwa  $120^\circ$  auf (triple junctions), die als ein typisches Zeichen von Rekristallisation zu deuten sind (Abb. 24)

Kupferkies zeigt Einschlüsse von Pyrit, Tennantit, Kobaltglanz, Magnetit und Gold. Die Verwitterung des Chalcopyrits ist teilweise weit fortgeschritten. Umwandlungen in Limonit und Covellin sind häufig zu beobachten. Die Cu-Komponente des zersetzten Kupferkieses reagierte mit Karbonat unter Bildung von Malachit und Azurit.

### 6.2.3 Fahlerz

Fahlerz tritt etwa in gleicher Menge wie Kupferkies auf. Nach Mikrosondenanalysen (Tab. 2) handelt es sich bei sämtlichen untersuchten Proben um Tennantit. Das Cu-As Fahlerz führt Gehalte an Fe von 6,82-7,34 %, an Zn von 0,31-0,85 %, an Sb von 0,22-1,34 % und Spuren von Ag.

Der Hinweis von HAMMER (1932) auf ein ehemaliges Silbererzvorkommen bei Bärndorf kann durch den praktisch silberfreien Tennantit nicht bestätigt werden. Es wurden auch keine anderen Ag-Mineralen in den zahlreichen Anschliffen beobachtet.

Auf die erfolgte mechanische Beanspruchung reagierte Tennantit analog zum Kupferkies mit plastischer Deformation. Bedingt durch Druck werden Sprünge in Pyrit, Kobaltglanz und auch Risse in Karbonat durch plastisches "Ausschmieren" mit Tennantit gefüllt. (vgl. Abb. 19, S. 28). Bruchstücke aus Randbereichen

**Tab. 2: Mikrosondenanalysen von Fahlerz**

Probe	438	439	105	497	510-A
Cu	41,83	42,16	42,42	41,73	41,96
Fe	6,97	7,17	7,31	7,34	6,82
Zn	0,85	0,58	0,31	0,35	0,81
Ag	0,04	0,07	0,05	0,05	0,09
As	21,90	22,40	21,36	21,55	21,50
Sb	0,55	0,56	0,78	0,22	1,34
S	29,29	29,04	29,14	29,01	29,08
<hr style="border-top: 1px dashed black;"/>					
Summe	101,43	101,98	101,37	100,25	101,58

**Formeln, berechnet auf der Basis von S = 3,25**

Probe 438:  $(\text{Cu}_{2,340}\text{Fe}_{0,444}\text{Zn}_{0,046}\text{Ag}_{0,001})_{2,83} (\text{As}_{1,038}\text{Sb}_{0,018})_{1,06} \text{S}_{3,25}$

Probe 439:  $(\text{Cu}_{2,382}\text{Fe}_{0,459}\text{Zn}_{0,032}\text{Ag}_{0,002})_{2,88} (\text{As}_{1,073}\text{Sb}_{0,018})_{1,09} \text{S}_{3,25}$

Probe 105:  $(\text{Cu}_{2,388}\text{Fe}_{0,468}\text{Zn}_{0,018}\text{Ag}_{0,002})_{2,88} (\text{As}_{1,019}\text{Sb}_{0,021})_{1,04} \text{S}_{3,25}$

Probe 497:  $(\text{Cu}_{2,359}\text{Fe}_{0,470}\text{Zn}_{0,018}\text{Ag}_{0,002})_{2,85} (\text{As}_{1,034}\text{Sb}_{0,007})_{1,04} \text{S}_{3,25}$

Pr. 510-A:  $(\text{Cu}_{2,364}\text{Fe}_{0,437}\text{Zn}_{0,043}\text{Ag}_{0,003})_{2,85} (\text{As}_{1,028}\text{Sb}_{0,039})_{1,07} \text{S}_{3,25}$

438, 439: Vererzung B      105, 497: Vererzung C      510-A: Halde



Abb. 25: Probe 405, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,95 mm  
Großer, lappiger Körper von Tennantit mit  
Kataklastenstruktur. Schwarz: Karbonat



Abb. 26: Probe 498, Nic. nicht ganz gekreuzt, Bildbreite  $\hat{=}$  0,95 mm,  
geätzt mit  $\text{HNO}_3 + \text{HCl} + \text{CH}_3\text{OH}$ .  
Erst nach einer Strukturätzung erweist sich die ehemals  
einheitliche Fläche als ein Kornaggregat. Deutlich sind  
 $120^\circ$  triple junctions zu erkennen. Nachträgliche Defor-  
mation führte zu Kataklasten.

großer kataklastischer Pyrite werden z.T. durch das "fließende" Fahlerz mitgeführt (vgl. Abb. 21, S. 29). Eine weitere Deformation führte - bei wohl niedrigen Temperaturen - auch bei Tennantit zur Katakklase (Abb. 25). Tennantit bildet häufig bis zu zentimetergroße Flächen aus, die jedoch nicht aus Einzelkristallen, sondern analog zum Kupferkies aus polykristallinen Aggregaten bestehen. Hierbei sind triple junctions zu beobachten, die wie beim Kupferkies auf eine starke Rekristallisation im Zuge der Metamorphose aufmerksam machen (Abb. 26). Nach RAMDOHR (1975) schließt sich Fahlerz im Rekristallisationsverhalten dem Kupferkies an.

Als Einschlüsse treten im Tennantit Pyrit, Kupferkies, Kobaltglanz und Gangart auf. Zum Teil ist eine starke Verwitterung zu beobachten, wobei sich Tennantit vom Rand oder von Rissen aus in Limonit umwandelt. Die Cu-Komponente des zersetzten Tennantits reagiert mit Karbonat unter Bildung von Malachit und Azurit.

#### 6.2.4 Kobaltglanz und Gersdorffit/Kobaltglanz

In insgesamt untergeordneten, lokal aber größeren Mengen, treten in Vererzung B und C und in Haldenproben Co- und/oder Ni-Co-Sulfarsenide auf. In Tabelle 3 sind die Mikrosondenanalysen und die zugehörigen Formeln zusammengestellt.

In der Hauptvererzung (Vererzung C) wurde nur Kobaltglanz festgestellt. Er zeigt hier allerdings gelegentlich Ni-Gehalte von bis zu etwa 5 % (semiquantitativ ermittelt). Häufig ist in den feinkörnigen (0,01-0,04 mm) Kobaltglänzen ein "Kern" von Pyrit zu beobachten, der wegen des sehr ähnlichen Reflexionsvermögens dieser beiden Minerale leicht zu übersehen ist. Kobaltglanz zeigt sehr starke Neigung zur Idiomorphie. Er tritt als Einzelkörner oder in Kornhaufen auf und bildet Einschlüsse in Tennantit und Kupferkies. In der liegenden Vererzung B wurde neben wenig Kobaltglanz als Besonderheit ein Mischkristall von Gersdorffit/Kobaltglanz mikroanalytisch

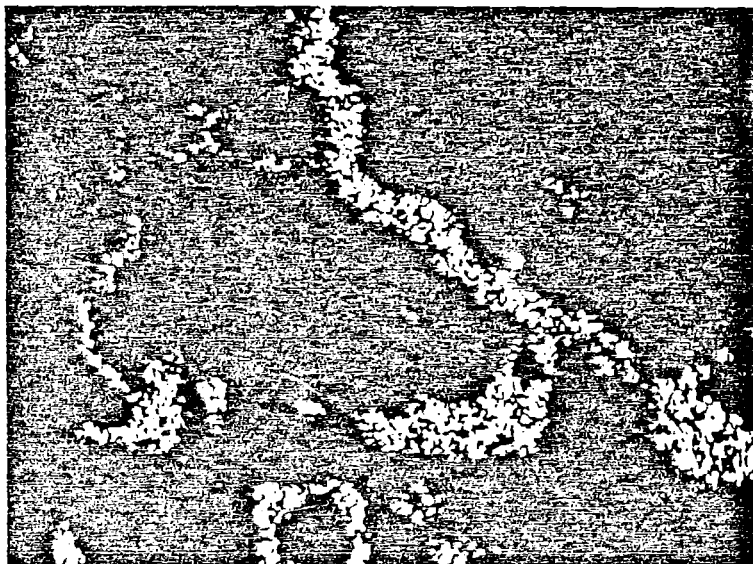
ermittelt. Trägt man die entsprechenden Mol-% des Mischkristalls in das Dreiecksdiagramm  $\text{FeAsS} - \text{NiAsS} - \text{CoAsS}$  von KLEMM (1965) ein, so fällt er in den Temperaturbereich von wenig über  $500^\circ \text{C}$ . Die zwei analysierten Kobaltglanz-Kristalle belegen den Bereich von etwa  $330^\circ \text{C}$ . Es lassen sich somit mittlere bzw. hohe Bildungstemperaturen für diese Erzminerale ableiten. Die Mischkristalle kommen stets im direkten Kontakt mit Pyrit vor, wobei sie diesen verdrängen. In stark vererzten Haldenproben tritt Kobaltglanz zum Teil in zwei Generationen auf. Kobaltglanz (1) bildet große (bis zu 0,25 mm), fast immer idiomorphe Individuen. Diese zeigen sehr häufig Kataklase, wobei die entstandenen Risse gelegentlich mit Tennantit verkittet werden. Kobaltglanz (1) läßt Einschlüsse von Pyrit erkennen und ist zum Teil auch mit diesem verwachsen. Es treten zudem Verdrängungen von Pyrit durch Kobaltglanz auf. (Abb. 27). Semiquantitativ wurden mehrere große Kobaltglanz-Kristalle mit der Mikrosonde untersucht. Diese Analysen ergaben sowohl praktisch Ni-freie Kristalle als auch solche mit einem Ni-Gehalt von bis zu etwa 5 %. Kobaltglanz (2) bildet sehr feinkörnige (0,01-0,03 mm) Kristalle, die vorwiegend zu Kornhaufen zusammentreten. Überwiegend ist er eckig und zerbrochen, zum Teil jedoch auch idiomorph. In der Haldenprobe 510-C, die nach mikroskopischen Untersuchungen einem tektonisch stark beanspruchten Bereich zuzuordnen ist, wird der feinkörnige Kobaltglanz durch metamorph mobilisierten Quarz mitgeführt. Feinkörnige, ausgelängte, "fließende" Kornhaufen zeichnen den Weg des Quarzmobilisats nach. An Stellen wo sich Karbonat als Härtling in den Weg stellt, wird dieses "umflossen", wobei die Kobaltglanz-Kristalle weiter zerbrechen. Auch Tennantit und Kupferkies werden manchmal durch das Quarzmobilisat mitgeführt, so daß Kobaltglanz zum Teil in einer "Grundmasse" dieser beiden Erzminerale vorliegt. Es wird vermutet, daß es sich bei den feinkörnigen, eckigen Kobaltglanz-Kristallen um schon teilweise rekristallisierte Bruchstücke von ehemals großen Kobaltglanz-Kristallen handelt. Der Transport der Bruchstücke erfolgte, so weit zu beobachten, nur im Zentimeterbereich. Auf die Gegenwart von Co-haltigen Erzen macht schon das ober=





0,02 mm

Abb. 27a: Probe 510-A, // Nic., Ölimmersion  
Kobaltglanz (praktisch Ni-frei) verdrängt Pyrit.  
Da eine photographische Auflösung dieses Gefüges  
nicht möglich war (Pyrit (Py) und Kobaltglanz (Co)  
zeigen ein sehr ähnliches Reflexionsvermögen),  
wurden die Phasengrenzen eingezeichnet.



0,02 mm

Abb. 27b: Das Verteilungsbild von Co macht die Verdrängung  
von Pyrit durch Kobaltglanz deutlich.

flächliche Auftreten von Kobaltblüte (Erythrin) aufmerksam. Erythrin -  $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$  - ist eine typische Bildung der Oxidationszone von Kobalterz-haltigen Lagerstätten. Das rosa-farbene Mineral bildet makroskopisch erkennbare Schüppchen und gelegentlich auch strahlige Aggregate.

Tab. 3: Mikrosondenanalysen von Kobaltglanz und Gersdorffit/Kobaltglanz

Probe	437	105	105
Co	10,92	29,44	30,12
Ni	16,65	0,90	1,26
Fe	6,93	3,90	3,22
As	49,33	47,33	47,87
S	17,96	19,68	19,69
Summe	101,79	101,25	102,15

437: Mischkristall Gersdorffit/Kobaltglanz (Vererzung B)  
105: Kobaltglanz (Vererzung C)

Formeln, berechnet auf der Basis von (Co+Ni+Fe) = 1

Probe 437:  $(\text{Ni}_{0,479}\text{Co}_{0,312}\text{Fe}_{0,209})\text{As}_{1,11}\text{S}_{0,94}$

Probe 105:  $(\text{Co}_{0,855}\text{Ni}_{0,026}\text{Fe}_{0,120})\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,05}$

$(\text{Co}_{0,866}\text{Ni}_{0,036}\text{Fe}_{0,098})\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,04}$

### 6.2.5 Arsenkies

Arsenkies ist nur in einigen Proben der Hauptvererzung (C) und der Halde zu finden. Im Imprägnationserz bildet er bis zu 0,8 mm große, idiomorphe Kristalle, die zum Teil eingeregelt sind. Kataklase ist bei diesem spröden Mineral sehr häufig zu erkennen. Arsenkies tritt in der Hauptvererzung in den chlorit= reicheren (vergrünt) Lagen auf. Selten zeigt er Einschlüsse von Pyrit und Kupferkies. Im Derberz ist Arsenkies als xenomorpher Einschluß in Pyrit zu beobachten. Bemerkenswert ist der Fund einer stark vererzten Haldenprobe, die fast nur aus Arsenkies besteht. Er bildet hier idiomorphe Einzelkristalle oder tritt zu Kornhaufen zusammen (Abb. 28). Bei gekreuzten Polarisatoren ist zum Teil mimetischer Zwillingsbau zu erkennen. Nach Mikrosondenanalysen liegt fast reiner Arsenkies vor (Tab. 4).

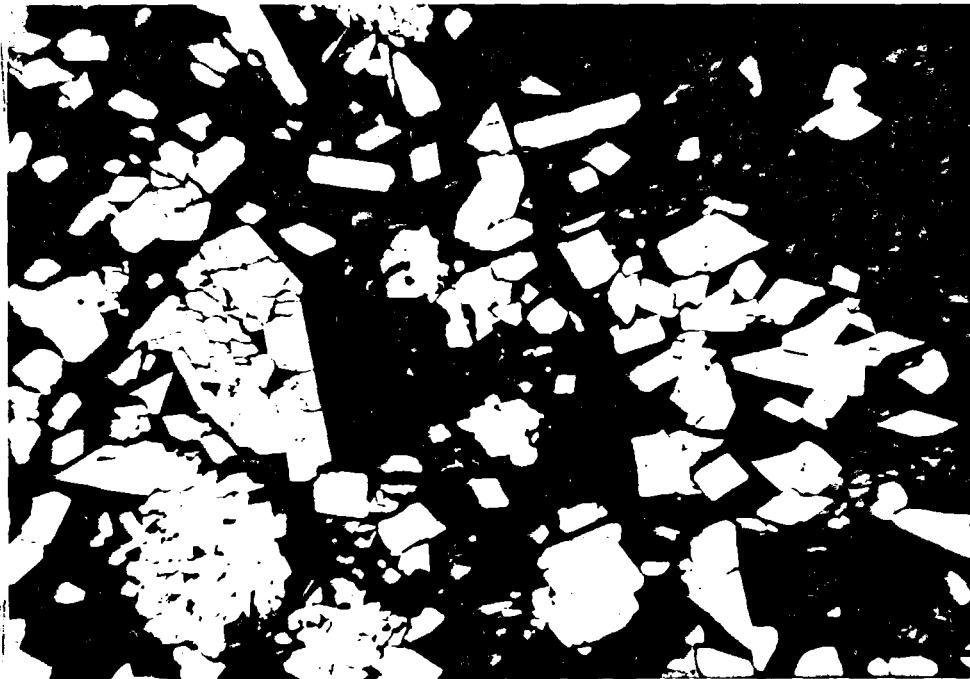
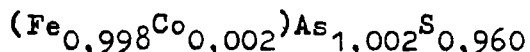


Abb. 28: Probe 510-E, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,95 mm  
Idiomorpher Arsenkies; Einzelkristalle  
und Korngruppen.

Tab. 4: Mikrosondenanalyse von Arsenkies (Vererzung C)

Probe	Fe	Co	As	S	Summe
104-A	34,67	0,08	46,70	19,14	100,59

Formel, berechnet auf der Basis (Fe+Co) = 1



### 6.2.6 Magnetkies

Magnetkies tritt in den untersuchten Anschliffen nur in Spuren auf. Er bildet kleine, rundliche bis längliche Einschlüsse in Pyrit.

### 6.2.7 Bleiglanz

Bleiglanz ist nur in sehr geringen Mengen in drei Schliffen festgestellt worden. Er bildet rundliche Körner, die eine Größe von 0,025 mm erreichen.

### 6.2.8 Markasit

Markasit ist nur in Spuren zu beobachten. Die Korngröße beträgt etwa 0,02 mm. Zum einen bildet er sich bei der Verwitterung durch Verdrängung von Pyrit, zum anderen scheint er metamorpher Bildung zu sein. Hierbei tritt er nur in stark kataklastischen Bereichen von Pyrit auf, z.B. in Zonen in denen sich große Pyrite gegenseitig zerdrücken. Auf die Deformation reagierte Markasit unter Bildung von Druckzwillingen, die an ihrer Lamellenverbiegung deutlich zu erkennen sind.

Nach RAMDOHR (1975) bildet sich Markasit bei Temperaturen oberhalb 350° C in Pyrit um. Bei den wahrscheinlichen Metamorphosetemperaturen von über 400° C ist deshalb mit keinem primären Markasit mehr zu rechnen.

### 6.2.9 Molybdänglanz

Molybdänglanz tritt ebenfalls nur in Spuren auf. Sein Vorkommen ist nach den untersuchten Schliffen auf Vererzung E beschränkt. Die sehr kleinen, rundlich bis länglichen Kristalle sind durch eine extreme Bireflexion gekennzeichnet. Molybdänglanz-Kristalle sind nur als Einschlüsse in Bornit beobachtet worden (Abb. 29). Wegen ihrer feinkörnigen Ausbildung (Länge max. 0,03 mm) sind die Kristalle leicht zu übersehen.

Das Auftreten von Molybdänglanz ist nach TUFAR (1974) ein Hinweis auf euxinische Bedingungen im Ablagerungsraum.

### 6.2.10 Bornit

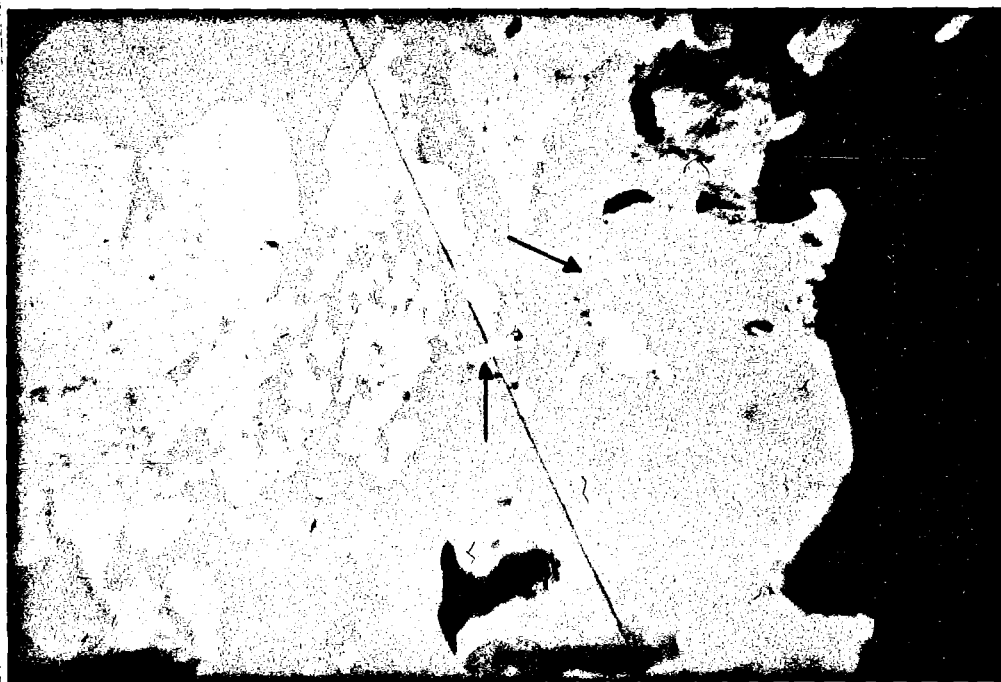


Abb. 29: Probe 456, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,39 mm  
Einschlüsse von Molybdänglanz (Pfeile) in Bornit (braun).  
Gelb: Kupferkies, blau: Covellin

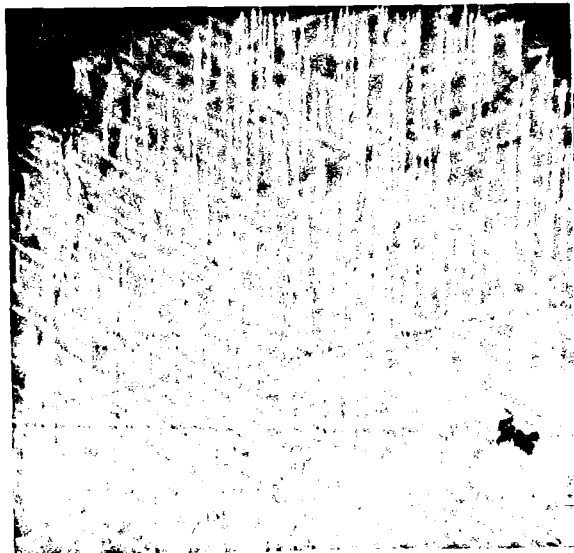
Das Auftreten von Bornit ist auf Vererzung E beschränkt. Er bildet eingesprengte "derbe Massen", die den Eindruck erwecken als seien sie um Karbonat-Härtlinge "geflossen". Nach RAMDOHR (1975)

verhält sich Bornit anscheinend gegenüber Druck recht plastisch. Experimentelle Untersuchungen von GILL (1969) zeigen, daß "plastisches Fließen" (plastische Deformation) bei Bornit sehr schnell eintritt, wenn Temperaturen erreicht werden, die der Grünschiefer- und Amphibolitfazies entsprechen. Zusätzlich ist bei Bornit auch Kataklase festzustellen, für die gerichteter Druck bei niedrigen Temperaturen verantwortlich zu machen ist. Der schwach anisotrope Bornit zeigt gitterartige Entmischungslamellen von Kupferkies und Einschlüsse von Molybdänglanz, Rutil und Kupferkies. Bei der Verwitterung bildet er sich von Korngrenzen her in Covellin und Kupferglanz um. Zwei Bornite wurden mit der Mikrosonde analysiert (Tab. 5)

Tab. 5: Mikrosondenanalysen von Bornit

Probe	Cu	Fe	S	Formeln, auf der Basis von Fe = 1
456	61,87	11,24	25,73	$\text{Cu}_{4,85}\text{FeS}_{4,00}$
456	61,48	11,27	25,98	$\text{Cu}_{4,79}\text{FeS}_{4,01}$ (Vererzung E)

Die mikroanalytisch ermittelten Zusammensetzungen der Bornite geben keine Hinweise auf hohe Bildungstemperaturen. Die bereits erwähnten Entmischungslamellen von Kupferkies (Abb. 30) machen Temperaturen oberhalb  $195^{\circ}\text{C}$  für einen ehemaligen Hochtemperaturmischkristall wahrscheinlich. Die vormals gelöste Kupferkiesphase entmischte sich beim Zerfall dieses Mischkristalls unterhalb  $195^{\circ}\text{C}$ . (BECK 1963, zitiert in BARTON & SKINNER 1979). Ob die Entmischungsla-



mellen aber einer ursprünglich erhöhten Temperatur der hydrothermalen Lösungen oder der metamorphen Überprägung - es wurden Temperaturen über  $400^{\circ}\text{C}$  erreicht - zuzuordnen sind, kann im vorliegenden Fall nicht eindeutig entschieden werden.

Abb. 30: Probe 456, // Nic., Öl=immersion, Bildbreite  $\hat{=}$  0,1 mm. Entmischungslamellen von Kupferkies (weiß) in Bornit (grau).

6.2.11 Gold

Gediegen Gold wurde nur in einigen Derberzproben von der Halde gefunden. Es handelt sich um kleine Körner im Größenbereich von wenigen  $\mu\text{m}$  bis zu 0,02 mm, die sich durch ihr starkes Reflexionsvermögen deutlich von den umgebenden Sulfiden abheben. In den untersuchten Anschliffen tritt Gold nur als Einschluß in Kupferkies und Pyrit auf. Im letzteren verkittet er zum Teil feine Risse (Abb. 31).



Abb. 31: Probe 510-C, // Nic., Ölimmersion, Bildbreite  $\hat{=}$  0,2 mm Gold (weiß) in Kupferkies (mittelgrau) und Pyrit (hellgrau). Z.T. werden feine Risse im Pyrit verkittet (Pfeile). Dunkelgrau/schwarz: Gangart

Tabelle 6 zeigt die Mikrosondenanalyse eines Goldkorns. Der Ag-Gehalt liegt unter 25 % (Grenze Elektrum/Gold), so daß definitionsgemäß gediegen Gold vorliegt.

Tab. 6: Mikrosondenanalyse von Gold

Probe	Au	Ag	Summe
510-C	78,73	16,39	95,12

### 6.2.12 Magnetit

Magnetit wurde in den untersuchten Proben insgesamt nur wenig beobachtet. Im Imprägnationserz der Hauptvererzung bildet er große kataklastische Einzelkristalle, die einen Durchmesser von 0,6 mm erreichen können. Durch Verwitterung wandelt er sich häufig in Limonit um. Magnetit tritt zudem in einigen Grünschiefern verstärkt (bis zu 6 %) auf. Er bildet hier rundliche Körner, die randlich von Hämatit verdrängt werden.

### 6.2.13 Hämatit

Hämatit tritt insgesamt nur sehr wenig auf. Allerdings ist er in Vererzung A1 das einzige Erzmineral. Hämatit bildet hier leistenförmige Kristalle, die streng parallel zur Schieferung des dunkelgrauen Chlorit-Serizitphyllits (Probe 507) vorliegen (Abb. 32).

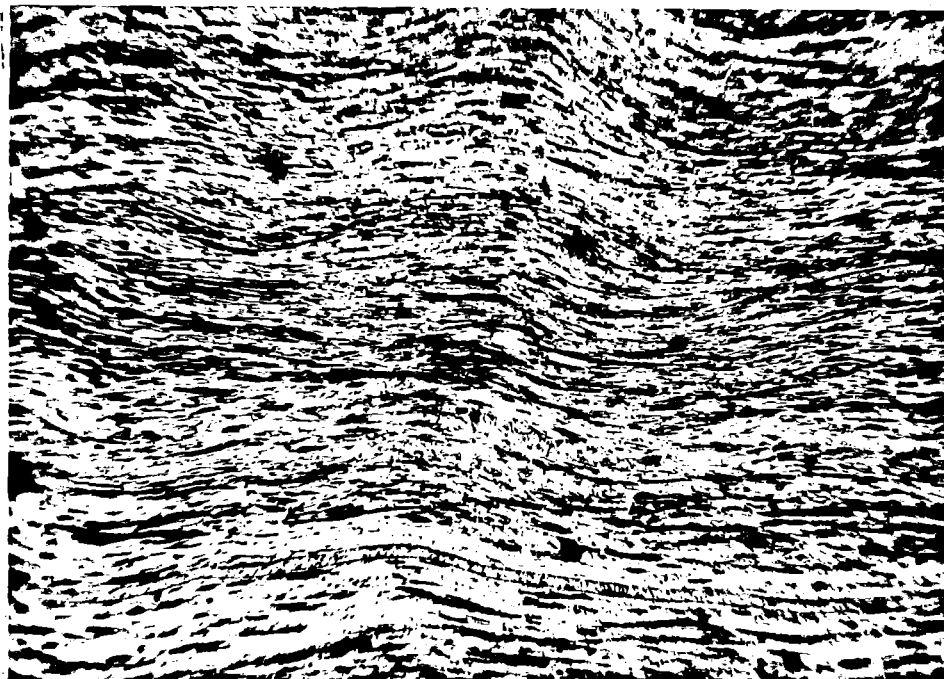


Abb. 32: Probe 507 (DS), // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  2,1 mm  
Hämatit und etwas Rutil (beide schwarz) liegen  
parallel zur Schieferung.



#### 6.2.14 Zusammenfassung der Beobachtung zum Erzgefüge

Mikroskopische Untersuchungen ergeben insgesamt ein stark metamorph überprägtes Erzgefüge. Sedimentäre Lagerung und typisch sedimentäre Erzausbildung - wie Gelstrukturen oder Framboide - wurde nicht beobachtet. Vermutlich wurde durch die Reaktionsfreudigkeit eines Teils der Sulfide sowie von Silikaten und Karbonaten - infolge der metamorphen Beanspruchung - die ursprünglich vorhandene räumliche Anordnung (Wechsellagerung) von Erz- und gesteinsbildenden Mineralen weitgehend zerstört. Nur gelegentlich ist eine Regelung der Erzminerale festzustellen. Es muß aber in diesem Zusammenhang betont werden, daß die vererzten Bereiche insgesamt immer konkordant zum Nebengestein auftreten, so daß eine synsedimentäre Entstehung abzuleiten ist. Eine wichtige Beobachtung hierzu ist auch die gemeinsame tektonische Beanspruchung von Erz und Nebengestein.

Auf die metamorphe Überprägung reagierten die einzelnen Erzminerale sehr unterschiedlich. Spröde Minerale wie Pyrit, Arsenkies und Kobaltglanz zeigen kataklastische Deformation. Hinweise auf Rekristallisation wurden zudem bei Pyrit und Kobaltglanz festgestellt. Auch die im Mikrobereich erfolgte Mobilisation von Kobaltglanz (2) geht auf metamorphe Einflüsse zurück. Dagegen reagierten weiche Erzminerale wie Kupferkies und Tennantit durch plastische Deformation. Druckbedingt werden dabei Sprünge in Pyrit und gelegentlich auch in Kobaltglanz ausgeschmiert. Die in diesem Zusammenhang entstandenen Gefüge erinnern an Verdrängungen, müssen aber von diesen klar getrennt werden, da es sich um sekundäre Mobilisationen im Zuge der Metamorphose handelt. Eine weitere Druckbeanspruchung - bei niedrigen Temperaturen - führte auch bei den weichen Erzmineralen zu Kataklasten.

## 7 Petrographische Untersuchungen

Es wurde ein etwa 1,5 Km langes Profil des Bärndorfer Grabens aufgenommen. Das parallel zum Bärndorfer Bach gelegte Profil (vgl. Abb. 33) verläuft senkrecht zu den etwa E/W streichenden Schichten der Veitscher Decke (Karbon) und der altpaläozoischen Norischen Decke.

Zur Beschreibung und Benennung der Bärndorfer Gesteine wurden 47 Dünnschliffe repräsentativer Proben mikroskopisch untersucht. Bei der Klassifikation der bearbeiteten Gesteine wurde auf die Nomenklatur von FRITSCH et al. (1967) zurückgegriffen. Mikrosondenanalysen (Albit, Chlorit, Amphibol), HCN-Analysen (bei Graphit-verdächtigen Proben) sowie zahlreiche Röntgenpulveraufnahmen ergänzten diese Untersuchungen.

### 7.1 Gesteine

Die untersuchten Bärndorfer Gesteine lassen sich petrographisch in drei Hauptgruppen untergliedern.

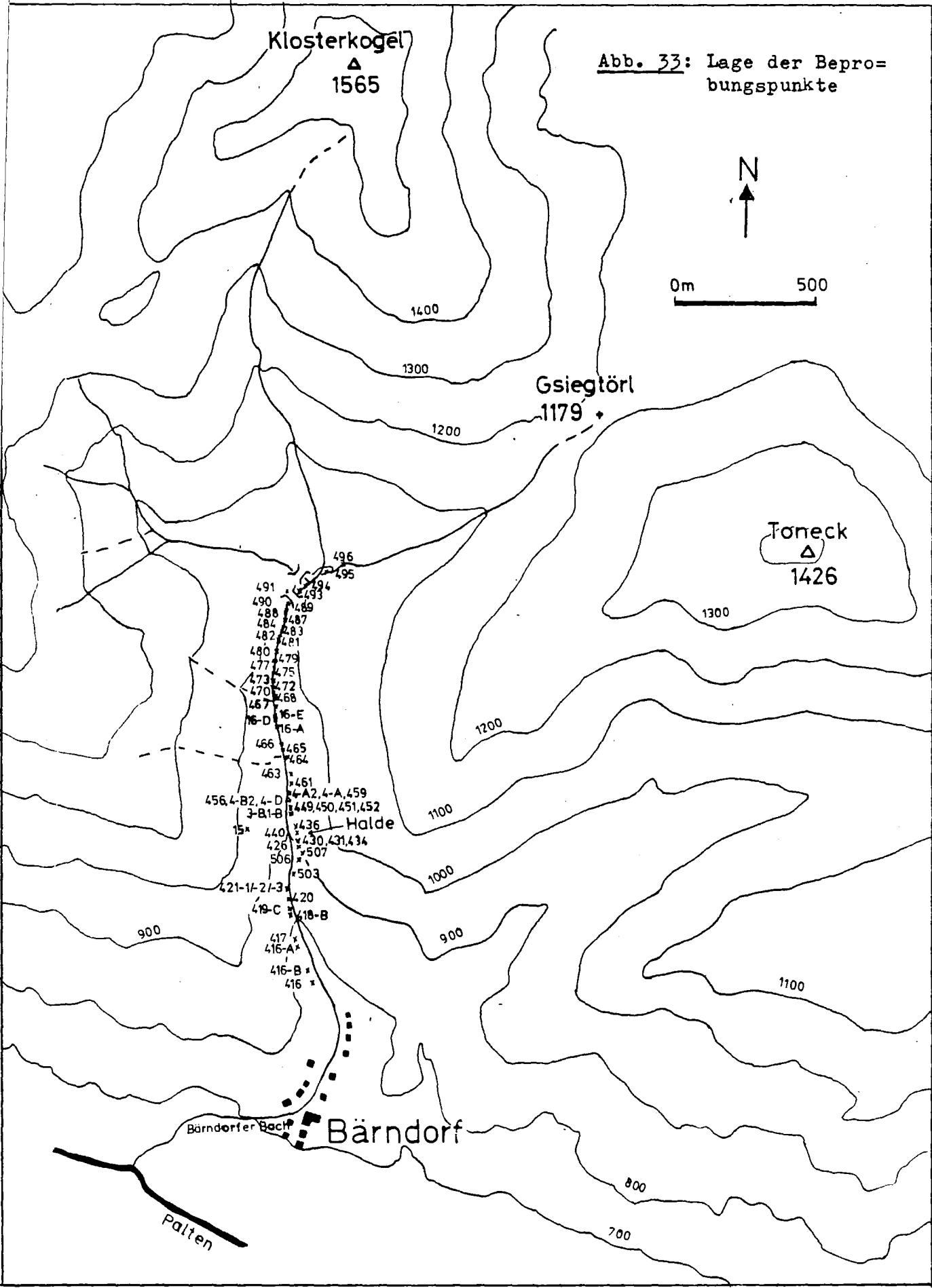
- 1) Phyllite (serizit- und quarzbetont)
- 2) "Flaserige" Kalkphyllite (karbonatbetont)
- 3) Grüngesteine

#### 7.1.1 Phyllite

Die Gruppe der Phyllite besteht aus dünnplattigen, stark geschiefert, feinkörnigen Gesteinen. Die Schieferungsflächen sind von einem feinen Serizitbelag bedeckt, der häufig eine silbrig-graue Färbung hervorruft. Untergeordnet treten zudem auch grünlich-graue und schwarz-graue Varietäten auf. Phyllitische Gesteine mit einem hohen Chloritgehalt (ab 35 %) wurden den Grüngesteinen zugeordnet.

Im wesentlichen bestehen diese oft feinverfäلتelten Gesteine aus Serizit/Muskovit und Quarz. Untergeordnet treten Chlorit, zum Teil etwas Calcit und in wenigen Proben der Norischen Decke auch Klinoisit auf. Nebengemengteile sind Biotit, Plagioklas, Turmalin, Apatit,

Abb. 33: Lage der Beprobungspunkte



Zirkon, Titanit, Rutil, Graphit und weitere opake Minerale.

SERIZIT/MUSKOVIT ist häufig wellenförmig deformiert und zeigt Paralleltextrur. Die eingeregeltten Kristalle (Länge zumeist kleiner 0,1 mm, gelegentlich aber bis 0,2 mm) sind stengelig ausgebildet und treten zu strähnigen Aggregaten zusammen.

QUARZ zeigt deutliche Merkmale metamorpher Beanspruchung. Er tritt überwiegend engverzahnt auf, wobei die Korngrenzen häufig suturiert sind. Suturierte Korngrenzen sind nach VOLL (1961) typisch für syntektonische Rekrystallisation, bzw. nach SPRY (1969) für postkristalline Deformation. Gelegentlich treten an den Berührungspunkten dreier Quarzkörner etwa  $120^{\circ}$ -Winkel auf. Diese geben nach VOLL (1961) Hinweise auf statische Rekrystallisation. Als Folge einer Kaltdeformation löschen die Quarzkörner stets undulös aus. Oft sind Deformationslamellen (Böhmsche Streifung) zu beobachten, die nach SPRY (1969) typisch für prätektonische Kristalle sind. Die Korngröße des in mehreren Generationen vorkommenden Quarzes beträgt etwa 0,01-0,8 mm.

CHLORIT ist überwiegend stengelig, zum Teil auch blättchenförmig ausgebildet. Er zeigt anomal blaue Interferenzfarben und ist demnach als Fe-Mg-Chlorit zu bezeichnen (TRÖGER 1967).

PLAGIOKLAS ist sehr häufig lamellar verzwillingt und teilweise serizitisiert. Alle Körner zeigen undulöse Auslöschung, die auf eine Kaltdeformation des Gesteins hinweist. Die Korngröße beträgt 0,02-0,4 mm.

BIOTIT ist nur spärlich vorhanden. Er bildet kleine, etwa 30  $\mu$ m große, stengelige Kristalle, die sich retrograd in Serizit umwandeln.

TURMALIN ist überwiegend idiomorph ausgebildet und zeigt blau-grüne Farbe. Gelegentlich ist Zonarbau zu erkennen. Die Korngröße beträgt 0,03-0,08 mm.

APATIT ist nur selten zu beobachten. Er bildet stets rundliche bis ovale Körner von 0,08-0,15 mm Größe.

Als Ti-haltige Minerale treten vor allem TITANIT und Gelegentlich RUTIL auf. Titanit bildet häufig charakteristische spindel-

förmige Kristalle, deren Länge im Bereich von wenigen  $\mu\text{m}$  bis zu 0,1 mm liegt. Die Länge der bräunlichen, nadeligen Rutil-Kristalle beträgt nur wenige  $\mu\text{m}$ . Titanit und Rutil liegen parallel zur Schieferung. Beide Minerale könnten sich aus der Ti-Komponente zerfallener Biotite gebildet haben.

Neben den "normalen" Phylliten treten auch untergeordnet schwarze, zum Teil in der Hand abfärbende Phyllite auf. Sie wurden von früheren Bearbeitern als "Graphitphyllite" bezeichnet. HCN-Analysen ergeben für derartige Gesteine, von einer Ausnahme abgesehen, sehr niedrige Graphitgehalte. Nur die Probe 416A weist einen erhöhten Gehalt von etwa 1 % auf (Tab. 7). Es ist daher angebracht diese Gesteine als Schwarzphyllite zu bezeichnen. Im Fall von Probe 416A wird die Bezeichnung graphitführender Phyllit gewählt. Bemerkenswert ist das Auftreten von Graphit in einem "normalen", grauen Phyllit. Graphit bildet hier zumeist längliche, zerknitterte Kristalle, die parallel zur Schieferung angeordnet sind. (Abb. 34). Daneben treten aber auch kugelige Aggregate auf (Abb. 35). Deutlich ist im polierten Dünnschliff die typische starke Bireflexion zu erkennen. Die bräunlich-grauen Graphitkristalle sind wegen ihrer geringen Korngröße leicht zu übersehen. Es zeigt sich also, daß die

Tab. 7: HCN-Analysen von sogenannten Graphitphylliten  
Angaben in Gew.-%. -: kleiner Nachweisgrenze

Probe	C <sub>ges.</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>Graphit</sub>	H	N
416A	1,17	0,09	1,15	0,46	-
474	0,67	1,68	0,21	0,29	-
475	0,23	0,09	0,21	0,45	-
476	0,20	0,02	0,19	0,47	-
477	0,12	0,05	0,11	0,44	-

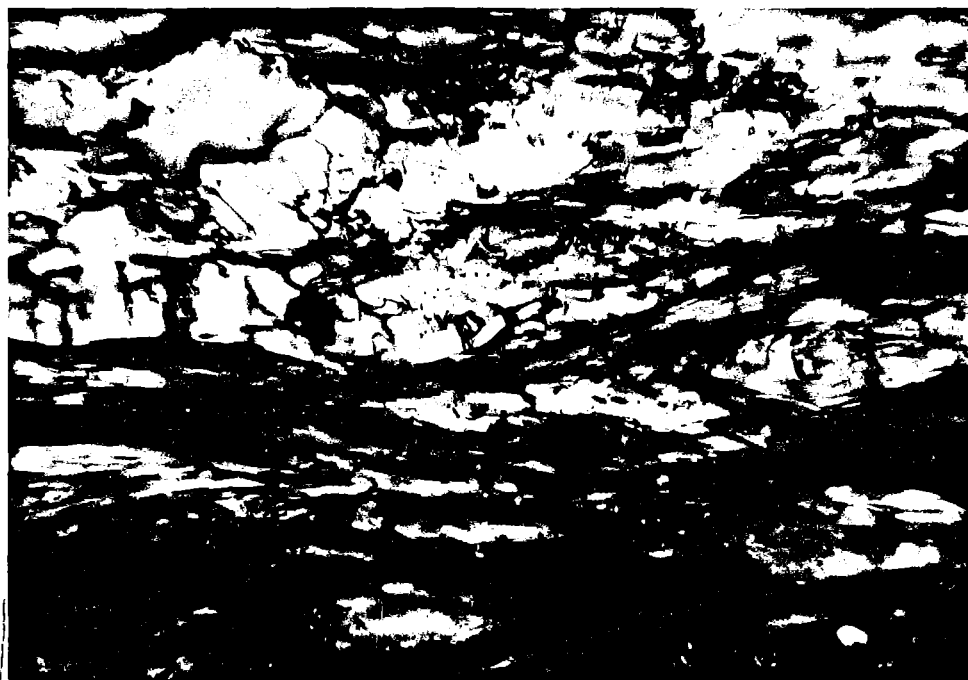


Abb. 34: Probe 416-B, + Nic., Ölimmersion, Bildbreite  $\hat{=}$  0,2 mm  
Langgestreckter, zerknitterter Graphit-Kristall (Bildmitte).

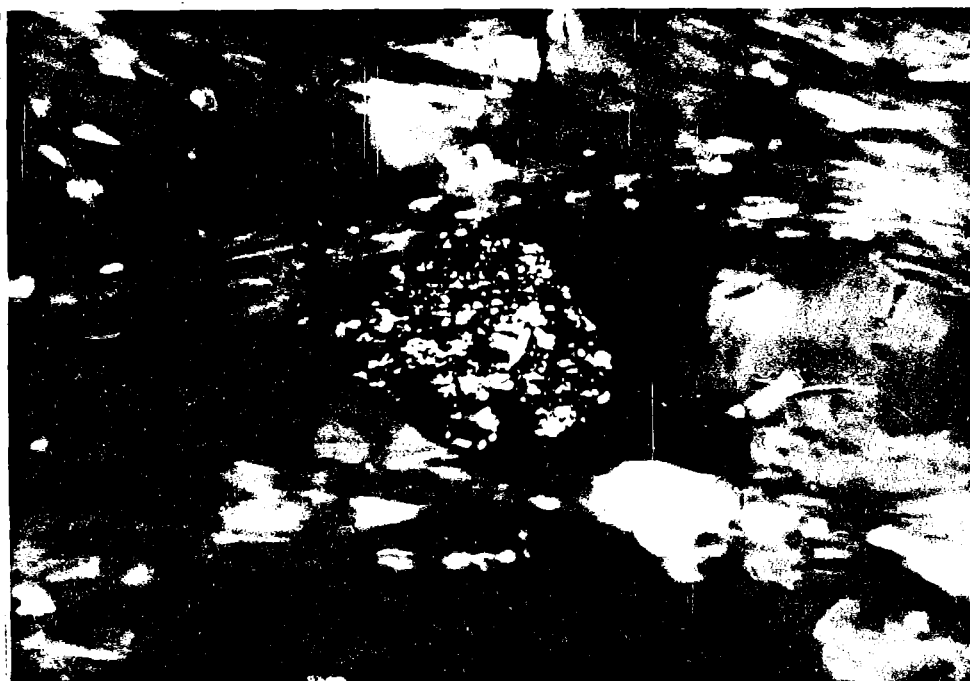


Abb. 35: Probe 416-B, + Nic., Ölimmersion, Bildbreite  $\hat{=}$  0,2 mm  
Kugeliges Graphit-Aggregat.

schwarze Färbung kein eindeutiger Indikator für einen höheren Graphitgehalt der Phyllite ist.

Das Auftreten von Graphit ist ein Hinweis auf euxinische Bedingungen im ursprünglichen Ablagerungsraum. Kohlenstoffreiche Sedimente sind nach STANTON (1972) u.a. ein Zeichen für biologische Aktivität, die küstennahe Flachwassersedimentation begleitet. Graphitführende Phyllite sind nach mikroskopischen Untersuchungen und HCN-Analysen auf die Karbonserie (Veitscher Decke) beschränkt. Im Grenzbereich von Veitscher und Norischer Decke treten zudem Schwarzphyllite auf, die jedoch nur sehr geringe Kohlenstoffgehalte aufweisen. Da auch das untersuchte Erzvorkommen an die Karbonserie gebunden ist, geben die vergesellschafteten, graphitführenden Phyllite einen wichtigen Hinweis für die Genese der Vererung (vgl. Kap. 9).

Als Ausgangsgesteine für die Phyllitgruppe kommen tonig-sandige, zum Teil etwas karbonatische und kohlenstoffführende bzw. bituminöse Sedimente in Frage.

Die Mineralbestände von einigen repräsentativen Phyllit-Proben sind in Tabelle 8 zusammengestellt.

#### 7.1.2 Flaserige Kalkphyllite

Unter dem Sammelbegriff "Flaserige Kalkphyllite" werden karbonatbetonte Gesteine zusammengefaßt. Ihr Auftreten ist auf die Karbonserie (Veitscher Decke) beschränkt.

Im Gegensatz zu den Phylliten der ersten Gruppe handelt es sich bei den Flaserigen Kalkphylliten um überwiegend massige, helle Gesteine von grünlich-gelblicher Farbe. Die Schieferungsflächen zeigen runzelige Serizit- und Chlorithäute. Im Querbruch sind "Flasern" von Calcit zu erkennen. Die Ausbildung der Flaserigen Kalkphyllite ist recht unterschiedlich. Tritt der Calcitgehalt in den Vordergrund, bekommen sie ein massiges Aussehen. Bei einem Calcit-Gehalt von über 50 % (Quarzgehalt größer 10 %) sind diese massigen Varitäten nach der Nomenklatur von FRITSCH et al. (1967)

Tab. 8: Mineralbestände von Phylliten (einige ausgewählte Proben)

Angaben in Vol.-%; ausgezählt:\*; abgeschätzt:\*\*; +: Gehalte kleiner 1%, Spuren

Proben	416*	416-B*	421-1**	507*	426**	461**	490**
Serizit	49	55	45	43	42	40	60
Quarz	47	40	45	21	25	55	15
Chlorit	2,5	2	5	20	30	2	10
Klinozoisit	0	0	0	0	0	0	15
Plagioklas	+	+	+	+	+	+	0
Biotit	+	0	0	0	0	0	0
Calcit	+	1	5	6	2	0	+
Titanit	1	0	0	1	+	0	+
Rutil	0	+	+	+	0	+	0
Zirkon	+	+	0	0	0	0	0
Turmalin	+	+	+	1	+	+	+
Apatit	+	+	0	+	+	+	+
Graphit	0	1	0	0	0	0	0
Opake Minerale (Erze)	+	1	+	7	1	+	+



als Quarzmarmor zu bezeichnen. Tritt anderseits der Serizit/Chlorit-Gehalt hervor, so wird der phyllitische Charakter deutlich. Diese Varietäten sind dann als Kalk-Quarzphyllite zu bezeichnen. In Tabelle 9 sind die Mineralbestände einiger repräsentativer Kalk-Quarzphyllite und Quarzmarmore zusammengestellt. Neben diesen hellen Flaserigen Kalkphylliten gibt es gelegentlich auch dünnplattige, dunkelgraue Varietäten. Sie treten im Übergangsbereich von Phyllit zu Flaserigen Kalkphylliten auf. Weiterhin wurden von HIESSLEITNER (1958) weiter westlich von Bärndorf auch Übergänge zu weißem Marmor beobachtet. Flaserige Kalkphyllite im Gebiet von Bärndorf sind als Bindeglied zwischen sandig-toniger Sedimentation und der einsetzenden karbonatreichen Fazies zu betrachten. In der vorliegenden Arbeit wurden zudem auch Übergänge von Flaserigen Kalkphylliten zu der dritten Gesteinsgruppe (Grüngesteine) festgestellt. (vgl. Kap. 7.1.3). Die Hauptvererzung (Erzlager B und C) sowie das Nebenerzlager E sind an Quarzmarmor bzw. Kalk-Quarzphyllit gebunden. Bemerkenswert ist die starke Verkieselung und in Teilbereichen auch die vermehrte Chloritführung (Tuffeinstreuung?) der vererzten Flaserigen Kalkphyllite.

Hauptgemengteile sind Karbonat, Quarz, Serizit/Muskovit und Chlorit. Untergeordnet treten gelegentlich Plagioklas und in einer Probe (465) aus dem Übergangsbereich zu den Grünschiefern auch Epidot/Klinozoisit auf. Nebengemengteile sind Turmalin, Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Biotit und opake Minerale.

KARBONAT tritt vorwiegend in Form von Calcit auf. Röntgenographisch wurde zudem in den vererzten Flaserigen Kalkphylliten auch Dolomit nachgewiesen. Flaserige Kalkphyllite im Liegenden und Hangenden der vererzten Bereiche führen dagegen keinen Dolomit. Häufig wurde in vererzten Proben eine Braunfärbung des Karbonats festgestellt. Diese beruht nach Röntgenpulveraufnahmen und mikroskopischen Befunden nicht auf Fe-Karbonaten, sondern auf sekundären Eisenlösungen. So sind auf Spaltrissen und am Rand von Calcit Fe-Hydroxide zu beobachten. Das für diese Minerale erforderliche Eisen stammt von benachbarten, fast völlig

Tab. 9: Mineralbestände von Flaserigen Kalkphylliten (einige ausgewählte Proben)

Angaben in Vol.-%; ausgezählt:\*; abgeschätzt:\*\*; +: Gehalt kleiner 1%, Spuren

Probe	418-B*	419-C**	421-2**	104-A**	463*	465*	3-B*	456**
Calcit	32	40	32	45	13	16	71	60
Quarz	40	35	35	40	48	54	20	25
Serizit	23	15	25	+	26	15	7	2
Chlorit	4	5	5	13	6	9	1	10
Plagioklas	+	+	2	+	7	1	1	+
Epidot/ Klinozoisit	0	0	0	0	0	3	0	0
Biotit	0	0	0	+	0	0	0	0
Rutil	0	0	0	+	0	0	0	+
Titanit	+	+	+	0	0	1	0	+
Turmalin	+	+	+	+	+	+	+	2
Apatit	+	+	+	+	+	+	0	+
Zirkon	+	0	0	0	0	0	0	0
Opake Minerale	1	+	+	2	+	+	+	1
	Kalk-Quarzphyllit						Quarzmarmor	

verwitterten Pyrit- und Kupferkieskristallen. CALCIT ist fast durchweg verzwillingt. Er zeigt in monomineralischen Bereichen ein polygonales Zellengefüge, wobei die Körner häufig elongiert sind. Es treten aber auch Kornverbände auf, die aus mehr oder weniger gerundeten Individuen bestehen. Hierbei sind zum Teil am Berührungspunkt dreier Körner  $120^{\circ}$ -Winkel zu beobachten. Diese geben nach VOLL (1961) Hinweise auf statische Rekristallisation. Zudem wurde eine Deformation festgestellt, die sich in häufiger Druckverzwillingung äußert (Abb. 36). Die Korngröße des Calcits beträgt 0,08-1 mm.



Abb. 36: Probe 4-B2, + Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  0,74 mm  
Calcit-Druckzwillinge in Quarzmarmor.

QUARZ zeigt das gleiche Erscheinungsbild wie in den Phylliten der ersten Gesteinsgruppe. So wurden wieder Hinweise auf Deformation und Rekristallisation beobachtet. Die Korngröße des in mehreren Generationen vorliegenden Quarz beträgt 0,01-0,5 mm.

SERIZIT/MUSKOVIT ist wie in den Phylliten oft feinverfältelt und tritt in Form von strähnigen Aggregaten auf, die parallel zur

Schieferung liegen.

CHLORIT bildet stengelige, strähnige Kristalle, die meist parallel zur Schieferung angeordnet sind. Er zeigt sowohl anomal braune (Mg-Fe-Chlorite) als auch anomal blaue (Fe-Mg-Chlorite) Interferenzfarben. Die Mikrosondenanalyse eines anomal blauen Chlorit-Kristalls zeigt Tabelle 12 (S. 64 ). Nach der Klassifikation von TRÖGER & TROCHIM (in TRÖGER 1971) handelt es sich hierbei um einen Fe-Ripidolith.

PLAGIOKLAS ist nur in wenigen Flaserigen Kalkphylliten etwas stärker vertreten (max. 7 % in Probe 463, vgl. Tab. 9). Er zeigt fast immer polysynthetische Verzwillingung. Gelegentlich sind die Plagioklase serizitisiert. Alle Körner löschen undulös aus, was auf eine Kaltdeformation hinweist. Die Korngröße beträgt 0,03-0,5 mm.

EPIDOT/KLINOZOISIT wurde nur in einer Probe (465) aus dem Übergangsbereich zu den Grüngesteinen beobachtet. Die Kristalle bilden zusammen mit Titanit, Rutil und Chlorit dünne, schieferungsparallele Lagen. Epidot/Klinozoisit tritt meist als kleine, rundliche Körner, untergeordnet aber auch als längliche, teilweise zerbrochene Kristalle auf. Bemerkenswert ist die Beobachtung eines großen, kataklastischen Kristalls, dessen Bruchstücke eine Länge von 0,6 mm und eine Breite von 0,25 mm zeigen. Es könnte sich hierbei um eine Pseudomorphose von Epidot/Klinozoisit nach Plagioklas oder auch nach Amphibol handeln (vgl. Kap. 7.1.3). Das alleinige Auftreten von Epidot/Klinozoisit im Übergangsbereich zu den Grüngesteinen kann kein Zufall sein. Es wird vermutet, daß die lagenweise angeordneten, oben angeführten Minerale auf eine schwache Tuffeinstreuung während der "normalen" Sedimentation zurückzuführen sind.

TITANIT und RUTIL wurden bevorzugt in den vererzten Flaserigen Kalkphylliten festgestellt. Der farblose Titanit bildet häufig typisch spindelförmige Kristalle. Der bräunliche Rutil ist oft idiomorph und zeigt gelegentlich Knierzwillinge. Beide Minerale könnten sich aus der Ti-Komponente zerfallener Biotite oder aus der Ti-Komponente umgewandelter Ilmenite gebildet haben.

BIOTIT wurde nur vereinzelt beobachtet. Die stengeligen Kristalle wandeln sich vom Rand her retrograd in Chlorit um. Es bleiben dabei nur noch kleine "Restkristalle" über, die leicht zu übersehen sind.

TURMALIN tritt in allen Flaserigen Kalkphylliten auf. In den vererzten Proben ist er gelegentlich etwas vermehrt vorhanden. Turmalin bildet vorwiegend idiomorphe Kristalle aus. Die blaugrünen Körner haben eine Größe von 0,02-0,1 mm.

OPAKE MINERALE sind naturgemäß in den insgesamt geringmächtigen, vererzten Flaserigen Kalkphylliten (Haupterzlager B und C, Nebenerzlager E; vgl. Kap. 6) angereichert. Außerhalb dieser Erzlager sind nur Spuren von opaken Mineralen (Hämatit, gelegentlich etwas Pyrit) zu beobachten.

Als Ausgangsgesteine der Flaserigen Kalkphyllite kommen kalkige Sedimente mit mehr oder weniger tonig-sandigen Beimengungen in Frage. Im Übergangsbereich zu den Grüngesteinen sind zusätzlich geringe Tuffeinstreuungen anzunehmen. Ob die lagig angeordneten, stärker grünlichen (chloritreicheren) Gesteinspartien in den vererzten Bereichen ebenfalls auf eine geringe Tuffeinstreuung zurückgehen, ist nicht eindeutig feststellbar.

### 7.1.3 Grüngesteine

Die Gruppe der Grüngesteine tritt sowohl in der Veitscher Decke (Karbon) als auch in der Norischen Decke (Altpaläozoikum) auf. Mit Ausnahme eines geringmächtigen, vererzten Calcit-Quarz-Chloritphyllits (Vererzung D), der konkordant in Quarzmarmor eingeschaltet ist, beschränkt sich das Vorkommen der Karbon-Grüngesteine auf den nördlichen Außenrand der zum Karbon gestellten Serie (vgl. Abb. 5, S. 9). Die altpaläozoischen Grüngesteine bilden geringmächtige Einschaltungen in der monoton phyllitischen Serie der Norischen Decke.

Die graugrünen Gesteine zeigen recht unterschiedliche Ausbildung. So kommen neben eher massigen, leicht geschieferten Varietäten

(Grünschiefer, Chloritschiefer) auch dünnstriefrige, mehr phyllitische (Chloritphyllite) Grüngesteine vor. Im allgemeinen sind die Grüngesteine recht feinkörnig ausgebildet, so daß makroskopisch nur gelegentlich Gemengteile wie Calcit, Amphibol und Albit zu erkennen sind.

Als Hauptgemengteile treten Chlorit, Epidot/Klinozoisit (bei Grünschiefern), Albit, Quarz, Calcit und gelegentlich Serizit/Muskovit auf. In einigen Proben ist zusätzlich Amphibol mit maximal 35 Vol.-% vertreten. Nebengemengteile sind Biotit, Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon, Turmalin und opake Minerale. Die Mineralbestände der untersuchten Grüngesteine sind in den Tabellen 10 und 11 zusammengefaßt.

CHLORIT ist stengelig-strähnig ausgebildet und liegt vorwiegend parallel zur Schieferung. Er ist schwach pleochroitisch und zeigt blaß-grüne Eigenfarbe. Die Interferenzfarben sind überwiegend anomal braun (Mg-Fe-Chlorite), zum Teil aber auch anomal blau (Fe-Mg-Chlorite). Es wurden vier Chlorite aus Grüngesteinen mit der Mikrosonde analysiert (Tab. 12). Nach der Klassifikation von TRÖGER & TROCHIM (1963, in TRÖGER 1971) handelt es sich bei den untersuchten anomal braunen Chloriten um Mg-Ripidolithe und bei dem anomal blauen Chlorit um einen Fe-Ripidolith. Chlorit bildet sich häufig retrograd aus Amphibol und gelegentlich aus Biotit.

EPIDOT/KLINOZOISIT ist zumeist rundlich-krümelig ausgebildet. Die häufig zerbrochenen Kristalle liegen im Größenbereich von wenigen  $\mu\text{m}$  bis etwa 0,2 mm. Neben diesen Einzelkörnern treten auch gelegentlich spindelförmige Kornaggregate auf, die bis knapp über 1 mm lang und bis 0,5 mm breit werden können. Teilweise sind in diesen Aggregaten Amphibolreste zu erkennen, so daß vermutlich Pseudomorphosen von Epidot/Klinozoisit nach Amphibol vorliegen. Epidot/Klinozoisit kann sich nach TRÖGER (1967) aber auch bei der retrograden Metamorphose aus dem Zerfall Anorthit-reicher Plagioklasse bilden. Das Auftreten von Klinozoisit in metamorph überprägten mafischen Vulkaniten - um solche Gesteine handelt es sich hier (vgl. Kap. 8.2) - ist nach WINKLER (1979) signifikant für die schwachgradige Metamorphose (Grünschieferfazies).

Angaben in Vol.-% (ausgezählt); +: Gehalt kleiner 1 %

Probe	16-A	16-B	16-C	16-D	16-E
Amphibol	15,5	7,5	35	0	0
Epidot/ Klinozoisit	17	19	19	7	12
Chlorit	28	45	8	37	44,5
Albit*	5,5	2	30	1,5	2
Albit/Quarz**	20	13		33	23
Quarz***	x	x	-	xx	xx
Calcit	8	4,5	+	4	1,5
Titanit	6	8	8	11	12,5
Rutil	0	0	+	+	0
Serizit	0	0	0	0	+
Biotit	0	0	0	+	0
Opake Minerale	+	1	+	6	3,5

\*: polysynthetisch verzwillingt

\*\* : wegen der Kornfeinheit ist eine Unterscheidung nicht möglich

\*\*\* : meist nur röntgenographisch nachweisbar; -: nicht röntgenographisch nachweisbar,

x: wenig vorhanden, xx: deutlich vorhanden

Tab. 11: Mineralbestände von Grüngesteinen - "Metatuffiten"

Angaben in Vol.-%; ausgezählt: ' ; abgeschätzt: " ; +: Gehalt kleiner 1%

Probe	451'	466'	467'	468'	471"	472"	478"	481"	482"	487'
Epidot/ Klinozoisit	0	4,5	1,5	10	0	2	0	0	0	0
Chlorit	50,5	39,5	44,5	41	35	35	50	40	65	23
Albit*	1	11	1	1	15	5	+	10	+	46
Albit/Quarz**		13	26	27	30	30		25		
Quarz***	34,5	xx	xx	xx	xx	xx	25	10	30	28
Calcit	9	22	21	17,5	+	20	20	0	0	0
Titanit	0	6	+	3	0	0	0	3	5	2,5
Rutil	2	0	5	0	2	1	3	0	0	0
Serizit	+	3,5	0	0	15	2	0	10	0	0
Biotit	0	0	0	0	0	0	1	+	0	0
Opake Minerale	3	+	+	+	1	+	+	+	+	+

\*: polysynthetisch verzwillingt

\*\* : wegen der Kornfeinheit ist eine Unterscheidung nicht möglich

\*\*\* : meist nur röntgenographisch nachweisbar; -: nicht nachweisbar, x: wenig vorhanden

xx: deutlich vorhanden



Tab. 12: Mikrosondenanalysen von Chlorit

Gew.- %	104-A**	451*	16-C*	478*	487**
SiO <sub>2</sub>	23,59	24,80	25,86	27,17	24,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,81	22,97	20,87	20,87	23,75
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,06	0,03	0,12	0,06
FeO*	28,69	23,00	24,65	18,12	29,85
MgO	13,49	18,10	18,19	26,47	13,04
MnO	0,07	0,07	0,41	0,09	0,54
CaO	0,01	0,01	0,03	-	0,01
K <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,01	0,01	0,04
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-
Summe	89,75	89,00	90,04	92,84	91,39
=====					
Ionen/Formeleinheit					
Si	4,947	5,084	5,308	5,206	4,990
Al	5,891	5,554	5,047	4,722	5,799
Ti	0,006	0,012	0,005	0,173	0,050
Fe*	5,022	3,945	4,229	2,902	5,164
Mg	4,217	5,533	5,561	7,555	4,019
Mn	0,013	0,001	0,074	0,012	0,100
Ca	0,003	0,002	0,006	-	0,003
K	0,005	0,002	0,001	0,001	0,005
-----					
$\frac{Fe}{Fe^* + Mg}$	0,54	0,42	0,43	0,28	0,56
MoI % al <sup>4</sup>	76,33	72,90	67,30	69,85	75,25
Mol % fe <sup>6</sup>	40,77	31,79	33,65	21,60	41,81

Berechnet auf der Basis von 28 Sauerstoffen.

\*: Mg-Ripidolithe, anomal braune Interferenzfarben.

\*\* : Fe-Ripidolithe, anomal blau/violette Interferenzfarben.

Probe 104-A: Kalk-Quarzphyllit

Proben 451, 16-C, 478, 487: Gröngesteine

ALBIT tritt in mehreren Generationen auf. Die erste Generation ist nur selten zu beobachten. Sie besteht aus sehr großen (bis zu 2 mm!), teilweise polysynthetisch verzwillingten Kristallen. (Abb. 37). Es könnte sich hierbei um magmatische Reliktminerale handeln, die sich bei der metamorphen Umwandlung von ehemals Anorthit-reicheren, magmatischen Plagioklasen gebildet haben. Sie zerfallen unter Bildung von Albit, Epidot/Klinozoisit und Calcit. Die zweite Generation besteht aus bis zu 0,5 mm großen, häufig lamellar verzwillingten Porphyroblasten. Als Einschlüsse treten sehr oft Amphibolnädelschen und Epidot/Klinozoisit auf. Gelegentlich sind diese Albite serizitisiert. Die dritte Generation geht aus der zweiten hervor. Sie besteht aus feinkörnigen, rekristallisierten Körnern. Bei unverzwillingten Individuen ist eine mikroskopische Unterscheidung von Quarz meist nicht möglich. Alle Albitgenerationen zeigen infolge einer postkristallinen Deformation undulöse Auslöschung.

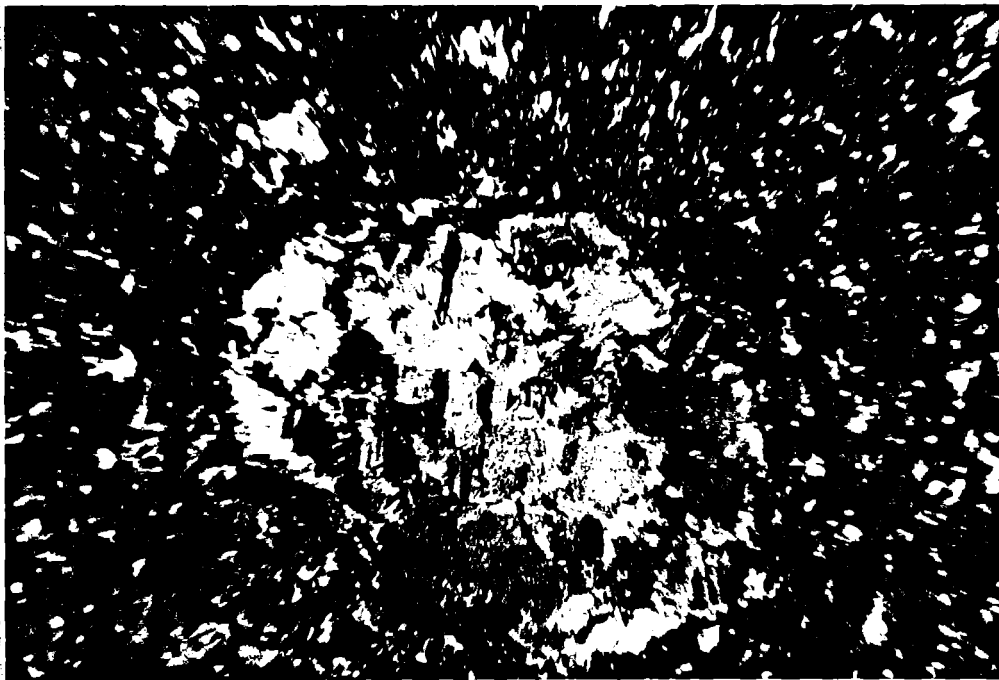


Abb. 37: Probe 16-A (Grünschiefer), + Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  3,7 mm  
Großer Relikt-Plagioklas in einer feinkörnigen Matrix von Epidot/Klinozoisit, Chlorit, Albit, Quarz, Amphibol und etwas Calcit. Die ehemalige An-Komponente des magmatischen Plagioklases liegt nach der metamorphen Umwandlung als Calcit (deutlich am Rand und an Rissen des Großkristalls zu erkennen) und Epidot/Klinozoisit vor.

Mikrosondenanalysen ergeben fast reine Albite mit einem An-Gehalt von 0,12-4,4 % (Tab. 13). Nach WINKLER (1967) sind Albite mit einer An-Komponente von bis zu 7 % stabile Minerale der Grünschieferfazies. In der nächst höheren Amphibolitfazies sind Plagioklase mit einem An-Gehalt größer/gleich 15 % stabil. Nach WINKLER (1979) ist der "Plagioklassprung" von Albit mit  $An \leq 5$  zu Oligoklas mit etwa  $An = 17$  widererwarten kein solch zuverlässiger Indikator zur Abgrenzung des Metamorphosegrades. Der abrupte Wechsel von  $An_5$  zu  $An_{17}$  wird von diesem Autor 20-30° C unterhalb der Grenze von schwachgradiger (Grünschieferfazies) zu mittelgradiger (Amphibolitfazies) Metamorphose veranschlagt. Für die Temperaturunterteilung der schwachgradigen Metamorphose ist dieser Plagioklassprung jedoch gut geeignet. Im Diagramm von WINKLER (1979, S. 243) liegt der mit Fragezeichen versehene Isograd im Temperatur/Druckbereich von 510°C/4 Kb und 550°C/9 Kb.

QUARZ wurde in fast allen Grüngesteinen festgestellt, obwohl die Gesteinsanalysen zumeist  $SiO_2$ -Gehalte unter 50 Gew.-% aufweisen. (vgl. Tab. 18). Probe 487 zeigt Quarzgängchen schräg zur Schieferung, die auf Mobilisation im Zuge der Metamorphose zurückzuführen sind. Sie bedingen den hohen  $SiO_2$ -Gehalt dieser Probe. I.a. dürfte Quarz sedimentär beigemischt worden sein, wobei für die Karbon-Grüngesteine eine zusätzliche (schwache) Silifizierung durch hydrothermale Lösungen nicht auszuschließen ist (vgl. S. 96f). Quarz ist meistens sehr feinkörnig und bildet häufig engverzahnte (rekristallisierte) Kornaggregate. Postkristalline Deformation führte zu undulöser Auslöschung.

CALCIT ist drei unterschiedlichen Bildungen zuzuordnen. Überwiegend ist er in schieferungsparallelen Lagen angeordnet und besteht aus großen, verwilligten Kristallen, die ein polygonal-elongiertes Zellengefüge aufbauen (vgl. Abb. 38, S. 72). Zum Teil sind Druckzwillinge zu beobachten. Für diese erste Calcitbildung wird sedimentärer Ursprung angenommen. Weiterhin liegt Calcit gelegentlich als sekundäre Gängchen schräg zur Schieferung vor. Diese sind auf eine Mobilisation im Zuge der Metamorphose zurückzuführen. Die dritte Bildung geht auf eine metamorph bedingte Umwandlung von Plagioklas und Ca-Amphibol zurück. Dieser Calcit ist nur im Kontakt mit den umgewandelten Mineralen zu beobachten. Er ist feinkörnig und unverwilligt.

AMPHIBOL ist nur in wenigen Proben vertreten (s. Tab. 10). Mikrosondenanalysen (Tab. 14) ergeben nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) AKTINOLITH bis aktinolithische HORNBLLENDE. Die blaßgrünen, schwach pleo=

Tab. 13: Mikrosondenanalysen von Plagioklas (Grüngesteine)

Gew.-%	451	16-C	16-C	487
SiO <sub>2</sub>	67,36	66,93	67,87	67,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,28	19,69	19,19	19,56
CaO	0,26	0,91	0,03	0,04
Na <sub>2</sub> O	11,27	10,69	11,65	11,11
K <sub>2</sub> O	0,05	0,10	0,09	0,04
Summe	98,23	98,31	98,82	98,34
=====				
Ionen/Formeleinheit				
Si	11,969	11,899	11,997	11,976
Al	4,036	4,123	3,995	4,088
Ca	0,053	0,171	0,005	0,007
Na	3,886	3,674	3,996	3,81
K	0,010	0,022	0,022	0,008
An } Ab } Or }	1,34 98,40 0,25	4,42 95,01 0,57	0,12 99,33 0,55	0,18 99,61 0,21

Berechnet auf der Basis von 32 Sauerstoffen nach  
DEER et al (1980).

Tab. 14: Mikrosondenanalysen von Amphibol (Grünschiefer 16-C)

Gew.- %	16-C <sup>1</sup>	16-C <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	54,79	50,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	1,96
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01
FeO*	12,14	16,06
MgO	18,06	15,65
MnO	0,34	0,35
CaO	13,60	13,32
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,25
K <sub>2</sub> O	0,07	0,12
Summe	100,09	98,24
=====		
Ionen/Formeleinheit		
Si	7,712	7,442
Al	0,152	0,336
Ti	0,001	0,001
Fe*	1,429	1,982
Mg	3,788	3,434
Mn	0,042	0,044
Ca	2,055	2,106
Na	0,050	0,035
K	0,012	0,009
$\frac{Fe^*}{Fe^* + Mg}$	0,726	0,634

Berechnet auf der Basis  
von 23 Sauerstoffen nach  
Leake (1978)

FeO\* = Gesamteisen

16-C<sup>1</sup>: Aktinolith

16-C<sup>2</sup>: aktinolithische Hornblende

chroitischen Kristalle liegen zumeist parallel zur Schieferung. Neben größeren, langgestreckten, poikiloblastischen Individuen (Länge bis zu 1 mm, Breite bis zu 0,5 mm) treten oft auch kleine, nadelige Kristalle von nur wenigen  $\mu\text{m}$  Länge auf. An größeren Körnern sind die charakteristischen  $120^\circ$ -Spaltwinkel zu beobachten. An ihren Enden laufen die langgestreckten Kristalle meistens spitz zu, zerfasern und bekommen dann ein schilfiges Aussehen. Kataklase ist häufig festzustellen. Die Amphibol-Kristalle sind oft von Leukoxen-Säumen - diese bestehen vorwiegend aus Titanit - umgeben. Retrograd wandelt sich Amphibol in Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Calcit um.

BIOTIT wurde nur wenig beobachtet. Er bildet kleine, stengelige Kristalle, die schon fast vollständig retrograd in Chlorit umgewandelt sind.

TITANIT wurde in fast allen Grüngesteinen festgestellt. Überwiegend zeigt er den kennzeichnenden spindelförmigen Habitus. Neben diesen sehr kleinen Kristallen treten oft auch langgestreckte, bräunliche Kornhaufen auf (Leukoxen). An den Rändern dieser meist parallel zur Schieferung liegenden Kornhaufen ragen zum Teil kleine Titanit-Spindeln heraus. Metamorph bildet sich Titanit aus  $\text{TiO}_2$  + Calcit + Quarz. Für  $\text{TiO}_2$  kann dabei Rutil (Anatas, Brookit), Ilmenit oder der Titangehalt zerfallener Silikate stehen (TRÖGER 1967). In einigen Titanitaggregaten (Leukoxen) wurde gelegentlich auch Ilmenit, Hämatit und Rutil festgestellt, so daß Titanit wahrscheinlich aus Ilmenit entstanden ist. Eine weitere Möglichkeit wäre die Bildung von Titanit aus der Ti-Komponente von Biotit.

RUTIL ist statt oder auch neben Titanit in einigen Grüngesteinen vertreten. Im Dünnschliff zeigt er gelblich-bräunliche Interferenzfarben. Die Unterscheidung zwischen Rutil und Titanit ist bei kleinen Kristallen erst im Auflicht möglich. Rutil reflektiert deutlich höher und zeigt gelbliche bis orange-braune Innenreflexe. Der niedrig reflektierende Titanit hingegen zeigt stets weiße Innenreflexe. Rutil hat nadeligen bis säuligen Habitus. Er ist häufig längsgestreift und bildet gelegentlich Kniezwillinge aus. Für die Rutilbildung kommt analog zum Titanit vor allem der Zerfall von Ilmenit in Frage.

OPAKE MINERALE wurden in unterschiedlicher Menge in den Grünschiefern angetroffen. Bemerkenswert ist die stärkere Imprägnation von Pyrit in Probe 451 (Vererzung D) und von Magnetit in den Proben 16-D und 16-E. Zudem treten gelegentlich Spuren von Kupferkies, Hämatit und Ilmenit auf. Der Grünschiefer 16-B zeigt millimetergroße Pyrit-Porphyroblasten, die poikiloblastisch mit Epidot/Klinozoisit durchsetzt sind. Im Druckschatten dieser großen Pyrit-Kristalle hat sich Quarz, Chlorit und Calcit neu gebildet.

Nach WINKLER (1979) ist der Mineralbestand Chlorit + Zoisit/Klinozoisit + Aktinolith + Quarz typisch für Metamorphite der schwachgradigen Metamorphose (Grünschieferfazies). Grünschiefer können sich sowohl aus geeigneten Sedimenten (Paragrünschiefern) als auch aus magmatischen Gesteinen (Orthogrünschiefern) bilden. Nach oben genanntem Autor zeigen Orthogrünschiefer im niedrigtemperierten Bereich der schwachgradigen Metamorphose Aktinolith, Chlorit, Klinozoisit/Epidot, Albit und Titanit. Dazu treten untergeordnet Quarz, etwas Biotit (oder Stilpnomelan), etwas Serizit und etwas Calcit hinzu. Dagegen zeigen Paragrünschiefer viel höhere Gehalte an Quarz und Serizit, aber geringere Gehalte an Chlorit, Albit und Epidot. Im allgemeinen führen sie keinen Aktinolith.

Aus den Mineralbeständen der untersuchten Bärndorfer Grünschiefer lassen sich durch Vergleich mit den oben angeführten Beständen von Ortho- und Paragrünschiefern sowohl Hinweise auf eine vulkanische als auch auf eine sedimentäre Beteiligung ableiten. Für eine Tuff- bzw. Tuffitnatur der Bärndorfer Grünschiefer sprechen das Fehlen von magmatischen Reliktgefügen (z.B. ophitisches Gefüge), das Auftreten von großen, relikthischen Plagioklaseinsprenglingen (vgl. DEUTSCH 1977), sowie die häufig zu beobachtende Wechsellagerung von pyroklastisch und epiklastisch gedeuteten Mineralen. Während der "normalen" kalkig-tonig-sandigen Hintergrundsedimentation kam es zu unterschiedlich starker Einstreuung von pyroklastischem Material, welches nach der metamorphen Überprägung jetzt als Chlorit, Epidot/Klinozoisit, Amphibol, Albit, Titanit sowie wenig Quarz und Calcit vorliegt. Als epiklastische Beimengungen werden die zumeist lagen-

weise auftretenden Minerale Calcit, Quarz und Serizit/Muskovit angesprochen. Die bereits erwähnte Wechsellagerung von pyro- und epiklastischem Material wird als Relikt einer sedimentären Schichtung gedeutet. Das Fehlen von primären, magmatischen Gefügen läßt sich dadurch erklären, daß Metabasite (z.B. Grünschiefer), die aus pyroklastischem Material entstanden sind, viel leichter rekristallisieren als solche, die aus Laven hervorgegangen sind (MYASHIRO 1973). Besonders Glasbestandteile rekristallisieren nach TURNER & VERHOOGEN (1960) leicht.

Für die Genese und das Alter eines Teils der Karbonserie und der daran gebundenen Vererzung ist die Beobachtung von "fließenden" Übergängen zwischen den drei Gesteinsgruppen von großer Wichtigkeit. Vor allem kommt in dieser Hinsicht dem Übergang von flaserigen Kalkphylliten zu den Grüngesteinen eine wichtige Bedeutung zu. Er ist gekennzeichnet durch einen steigenden pyroklastischen Anteil vom Liegenden zum Hangenden. In Anlehnung an die Nomenklatur von FISHER (1966) wäre der bereits beschriebene Kalk-Quarzphyllit 465 (s. S. 59 und Abb. 6 S. 10) mit einem Tuffanteil von nur etwa 10 % als metamorph überprägtes, tuffitisches Sediment zu bezeichnen. Diese Probe bildet ein Bindeglied zur Hintergrund-sedimentation. Der nächst hangende Grünschiefer (Probe 466) zeigt einen pyroklastischen Anteil von über 50 % bzw. einen epiklastischen Anteil von über 10 % und ist demnach als ein überprägter Tuffit zu bezeichnen (Abb. 38). Der hangende Grünschiefer 16-A besitzt einen epiklastisch deutbaren Anteil von weniger als 10 % und ist somit ein "Metatuff". Abb. 39 zeigt das Gefüge eines metamorph überprägten Tuffs.

Es ist somit ein Beweis erbracht, daß die von HIESSLEITNER (1958) fraglich zum Karbon gestellten flaserigen Kalkphyllite und die mit diesen vergesellschafteten Grüngesteine einer gemeinsamen Serie angehören. Somit steht natürlich auch die schichtgebundene, an die flaserigen Kalkphyllite gebundene Vererzung in enger Beziehung zu den jetzt als Grünschiefer, Chloritschiefer oder Chloritphyllit vorliegenden Tuffen und Tuffiten. Besonders zeigt die feine Einschaltung von vererzten Chloritphyllit (Vererzung D) die enge





Abb. 38: Probe 466, + Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  2,3 mm  
"Metatuffit" mit epiklastischen Lagen von Calcit + Quarz.  
Diese wechsellagern mit feinkörnigem Chlorit, Albit,  
Epidot/Klinzoisit und + Quarz (pyroklastischer Anteil).  
Als Grund für diese Wechsellagerung wird eine starke  
Tuffeinstreuung während der "normalen" Hintergrundsedi-  
mentation angenommen.

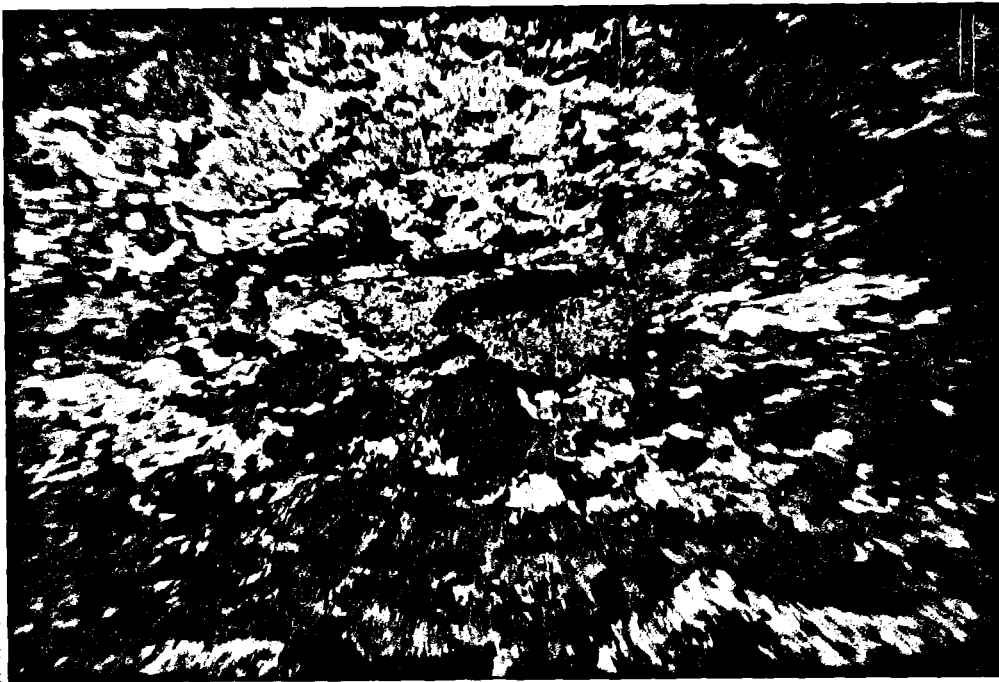


Abb. 39: Probe 16-C, // Nic., Bildbreite  $\hat{=}$  3,7 mm  
Gefüge eines "Metatuffs". Schwach geschieferter (Titanit)-  
Chlorit-Epidot/Klinzoisit-Albit-Amphibol-Schiefer. Deutlich  
sind langgestreckte, dunkle Titanitaggregate (Leukoxen) zu  
erkennen, die zusammen mit Amphibol (Aktinolith bis aktino-  
lithische Hornblende) schwach die Schieferung wiedergeben.

Beziehung zwischen Erzmineralisation und vulkanischer Aktivität. Wahrscheinlich ist auch die schichtige Vergrünung der Flaserigen Kalkphyllite in den vererzten Bereichen auf eine geringe Tuffeinstreuung zurückzuführen. Nach mikroskopischen Untersuchungen ist es gerechtfertigt Phyllite, Flaserige Kalkphyllite, Grüngesteine (nur die aus der Veitscher Decke) und Vererzung zu einer Serie, der Karbonserie, zusammenzufassen.

## 7.2 Metamorphosebedingungen

Die untersuchten Bärndorfer Gesteine sind nach ihrem Mineralbestand als schwachgradig regionalmetamorphe Gesteine zu bezeichnen. Die Druck- und Temperaturbedingungen der Grünschieferfazies wurden nicht überschritten.

Nach WINKLER (1979) ist in Metapeliten (Phylliten) die Reaktion Stilpnomelan + Serizit = Biotit + Chlorit + Quarz + H<sub>2</sub>O signifikant für die erste Bildung von Biotit im Bereich der schwachgradigen Metamorphose. Der als "(stilpnomelan + muscovite)-out/(biotite + muscovite)-in" bezeichnete Reaktionsisograd liegt bei Drucken von 1 Kb unter 430° C, bei 4 Kb und 445° ± 10° C, bei 7 Kb und 460° ± 10° C und entspricht den P/T-Bedingungen an der Grenze der klassischen Chlorit- und Biotitzone.

Der Mineralbestand der untersuchten Bärndorfer Grüngesteine deckt sich zum Teil mit dem von Orthogrünschiefern. Er deutet auf den niedrigtemperierten Bereich der schwachgradigen Metamorphose hin. Dieser Bereich wird auch als Albit-Aktinolith-Chlorit-Zone bezeichnet. (WINKLER 1979). In der nächst höhertemperierten Albit-Hornblende-Chlorit-Zone ist statt Aktinolith nur Hornblende der stabile Amphibol. Der Wechsel von Aktinolith zu Hornblende tritt nach oben genanntem Autor wahrscheinlich bei wenig druckabhängigen Temperaturen um 500° C ein. Das Auftreten von aktinolithischer Hornblende in einigen untersuchten Grünschiefern zeigt, daß diese Gesteine eine Position zwischen der niedrig- und höhertemperierten Zone der schwachgradigen Metamorphose einnehmen. Somit dürfte die erreichte Temperatur wenig unterhalb von 500° C gelegen haben.

Betrachtet man die gesamte metamorph überprägte sedimentär-vulkanogene Serie, so ergeben sich aus dem Auftreten von Biotit (+ Muskovit) in den Phylliten und von aktinolithischer Hornblende in den Grünschiefern Metamorphosetemperaturen von mindestens  $430^{\circ}\text{C}$  bis höchstens knapp  $500^{\circ}\text{C}$ .

Neben dieser ersten (variskischen?) progressiven Metamorphose kam es zu einer weiteren (alpidischen) retrograden Überprägung. Diese äußert sich in der Umwandlung von Biotit zu Chlorit und Serizit und von Amphibol zu Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Calcit. Nach WINKLER (1976) sind Druckbestimmungen im Bereich der schwachgradigen Metamorphose durch die parallel verlaufenden Isograden nicht ohne weiteres möglich. Auf einen hohen Gasdruck deutet jedoch das Fehlen von Talk in den Quarz-Dolomit-haltigen Gesteinen hin. Auch röntgenographisch ist der leicht mit Muskovit zu verwechselnde Talk in den untersuchten Gesteinen nicht nachzuweisen. Ist ein hoher Gasdruck (mit hohem  $\text{CO}_2$ -Anteil) vorhanden, so ist die Paragenese Quarz und Dolomit bis in die höchste Subfazies der Grünschieferfazies stabil (WINKLER 1967).

## 8 Geochemische Untersuchungen

Die chemischen Analysen der Hauptelemente  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  gesamt,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{SO}_3$  sowie der Spurenelemente Ba, Ce, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Zn, Zr, Nd, La, Y\* und Nb\* wurden mit dem Röntgenspektrometer Philips PW 1220 C des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Hamburg gemessen. Die Meßgenauigkeiten sind in Tabelle 15 zusammengestellt.

FeO wurde nach einem modifiziertem Verfahren der Vanadat-Methode nach PETERS (1968) titrimetrisch bestimmt. Die Genauigkeit dieses Verfahrens beträgt  $\pm 0,05$  Gew.-% FeO.

$\text{CO}_2$  wurde konduktometrisch mit einem Carmographen 6 der Firma Wösthoff ermittelt. Die Genauigkeit dieses Verfahrens beträgt  $\pm 0,01$  Gew.-%  $\text{CO}_2$ .

Die Bestimmung von  $\text{H}_2\text{O}^-$  und  $\text{H}_2\text{O}^+$  erfolgte durch Wägung der Proben vor und nach mehrstündigem Trocknen bei  $110^\circ \text{C}$  bzw. nach mehrstündigem Glühen bei  $1000^\circ \text{C}$ .

C, H und N wurden am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg ermittelt. Die Ergebnisse der HCN-Analysen finden sich bei der Beschreibung der Phyllite (Tab. 7, S. 52). Pyrit, Fahlerz, Kobaltglanz/Gersdorffit, Arsenkies, Bornit und Gold sowie Chlorit, Plagioklas und Amphibol wurden mit der Mikrosonde ARL-EMX des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Hamburg gemessen. Die Korrektur der Mikrosondenanalysen erfolgte mit dem Programm MAGIC IV nach COLBY (1971). Die Mikrosondenanalysen finden sich bei den Beschreibungen der entsprechenden Minerale.

---

\* nur bestimmt in Grüngesteinen

**Tab. 15: Meßgenauigkeiten von Haupt- und Spurenelementen**  
Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm

Element	Soll	SD	SD/1%
SiO <sub>2</sub>	69,11	0,176	0,021
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	0,090	0,023
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	0,010	0,006
MgO	0,75	0,024	0,003
CaO	1,94	0,006	0,004
Na <sub>2</sub> O	4,07	0,033	0,016
K <sub>2</sub> O	4,51	0,010	0,005
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,002	0,003
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,005	0,015

Probe G-2, 12 Messungen  
in 3 Tagen

Element	NWG	$\bar{x}$	SD	NWG	$\bar{x}$	SD
Sc	1	34	2,1	1	40	1,4
La	6	83	8,8	6	550	11,7
Ce	6	135	9,9	6	633	8,3
Nd	4	63	7,1	4	213	5,4
Cr	2	375	6,2	2	342	4,5
V	2	221	8,1	2	402	8,7
Ba	6	1001	18,5	6	637	11,4

Probe Br, 13 Messungen  
1 Messung je 5 Stunden  
Gewichtung N-1

Probe BX-N, 17 Messungen  
1 Messung je 5 Stunden  
Gewichtung N-1

Pb	2	24	4,4	Probe Pb-Göttingen 1 Messung je 5 Stunden
Th	2	8,7	3,8	
Zr	2	535	2,7	Probe GSP 14 Messungen je 1 Stunde
Sr	2	230	1,6	
Rb	2	262	2,1	
Cu	2	116	5,6	Probe W-1 11 Messungen je 1 Stunde
Ni	2	72	4,5	
Zn	2	77	4,1	
Y	2	38	1,5	Probe GSP 13 Messungen je 1 Stunde
Nb	3	29	2,1	

NWG: Nachweisgrenze     $\bar{x}$ : Mittelwert    SD: Standardabweichung

### 8.1 Analysenergebnisse der untersuchten Gesteine

Es wurden insgesamt 70 Proben mit der RFA auf Haupt- und Spurenelemente untersucht.

Bei den Analysen handelt es sich im einzelnen um

34 Phyllite

21 Flaserige Kalkphyllite

15 Grüngesteine

Die Ergebnisse der Gesteinsanalysen sind in den nachfolgenden Tabellen 16 bis 18 zusammengestellt. Die zugehörigen Niggli-Werte finden sich im Anhang.

### Erläuterungen zu den Tabellen 16 bis 18

Alle Hauptelemente sind in Gew.-%, alle Spurenelemente sind in ppm angegeben. "-" = kleiner Nachweisgrenze, "\*" = RFA-Gesamteisen.

Ph = Phyllit; GrPh = graphitführender Phyllit; SwPh = Schwarzphyllit; CPh = Chloritphyllit; CSPh = Chlorit-Serizitphyllit; QzPh = Quarzphyllit; klPh = klinozoisitführender Phyllit; KQzPh = Kalk-Quarzphyllit; QzM = Quarzmarmor; kCPh = kalkiger Chloritphyllit; GS = Grünschiefer; kGS = kalkiger Grünschiefer; CS = Chloritschiefer; CAbs = Chlorit-Albit-Schiefer.

**Tab. 16:** Analysen von Phylliten ("Metasedimente")

Probe	416	416-B	416-A	420	421-1	507	426
SiO <sub>2</sub>	76,03	63,66	53,17	76,57	61,82	50,44	56,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,19	15,46	22,62	7,37	15,43	20,17	19,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,61	1,29	1,68	3,68	6,08	3,14
FeO	3,00	6,27	6,00	2,87	2,46	1,91	4,16
MnO	0,049	0,114	0,068	0,104	0,108	0,064	0,028
MgO	1,33	2,77	2,28	1,28	2,25	2,29	2,36
CaO	0,09	0,45	0,15	3,11	1,94	3,55	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,19	1,07	0,23	0,17	1,06	0,98
K <sub>2</sub> O	1,45	2,14	3,08	0,92	2,74	3,94	4,14
TiO <sub>2</sub>	0,63	1,089	1,064	0,333	1,035	1,085	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,09	0,07	0,08	0,12	0,11
H <sub>2</sub> O+	2,70	4,35	6,48	1,96	4,01	3,65	4,11
H <sub>2</sub> O-	0,17	0,19	0,12	0,10	0,26	0,10	0,22
CO <sub>2</sub>	0,09	0,37	0,09	2,65	1,67	3,11	0,25
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Summe</b>	<b>98,38</b>	<b>97,72</b>	<b>97,59</b>	<b>99,27</b>	<b>97,67</b>	<b>97,59</b>	<b>97,31</b>
Ba	352	445	657	177	511	665	643
Ce	-	62	71	-	56	94	113
Cr	68	120	117	50	111	130	136
Cu	-	56	10	20	-	18	-
Mn	383	885	524	808	834	494	220
Ni	20	58	28	23	42	67	52
Pb	16	46	44	18	29	19	13
Rb	63	95	119	38	104	169	175
Sc	12	21	24	14	20	18	15
Sr	208	94	153	51	71	140	34
Th	6	8	8	7	8	9	10
V	62	173	173	69	148	150	152
Zn	49	84	96	31	65	81	65
Zr	117	230	222	81	205	215	177
La	40	42	48	53	-	30	47
Nd	-	23	20	-	19	69	54
<b>Gesteins= ansprache</b>	<b>Ph</b>	<b>GrPh</b>	<b>GrPh</b>	<b>Ph</b>	<b>Ph</b>	<b>CPh</b>	<b>CPh</b>

Tab. 16: Analysen von Phylliten ("Metasedimente") - Fortsetzung

Probe	428	429	430	433	434	461	470
SiO <sub>2</sub>	52,51	59,66	46,00	68,35	64,88	77,82	79,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	14,71	27,84	10,11	16,20	12,57	10,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,96	-	1,80	0,91	1,62	0,49	1,60*
FeO	3,22	3,49	5,75	4,33	3,71	0,53	
MnO	0,094	0,139	0,025	0,075	0,026	0,003	0,006
MgO	2,47	1,95	3,29	2,10	1,81	0,41	0,43
CaO	2,91	4,50	0,69	3,83	0,56	-	0,23
Na <sub>2</sub> O	-	0,26	0,74	-	0,21	0,66	5,01
K <sub>2</sub> O	5,31	3,82	6,07	1,71	3,18	2,78	0,25
TiO <sub>2</sub>	0,844	0,746	1,477	0,524	0,928	0,421	0,185
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,17	0,18	0,13	0,08	0,06	0,04
H <sub>2</sub> O+	3,84	2,20	5,84	5,55	3,61	1,91	1,19
H <sub>2</sub> O-	0,19	0,09	0,15	0,11	0,20	0,21	0,14
CO <sub>2</sub>	3,94	6,12	0,25	0,39	0,40	0,02	0,20
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Summe	97,80	97,88	100,14	98,14	97,43	97,90	99,63
Ba	544	414	685	187	392	218	28
Ce	111	68	67	50	55	31	-
Cr	82	76	139	55	83	38	10
Cu	47	116	-	11	17	10	13
Mn	727	1074	195	584	202	22	46
Ni	55	45	98	36	71	-	-
Pb	16	28	35	12	11	19	24
Rb	212	156	232	67	134	98	3
Sc	13	16	16	16	17	12	11
Sr	39	42	55	30	38	43	25
Th	13	8	10	8	9	8	8
V	121	88	193	66	114	41	-
Zn	33	11	67	54	60	7	28
Zr	168	192	313	130	227	123	100
La	40	45	56	10	64	21	47
Nd	43	49	50	23	17	4	-
Gesteins= ansprache	Ph	Ph	CSPH	Ph	CPh	QzPh	QzPh



Tab. 16: Analysen von Phylliten ("Metasedimente") - Fortsetzung

Probe	473	474	475	476	477	479	480
SiO <sub>2</sub>	71,68	65,17	60,40	58,53	59,79	72,93	65,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,65	14,24	18,11	19,37	19,21	12,40	15,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	1,12	1,12	1,30	1,77	0,55	1,01
FeO	3,92	3,73	6,40	5,83	5,02	3,53	4,93
MnO	0,025	0,100	0,084	0,107	0,108	0,071	0,077
MgO	0,98	2,20	2,19	2,11	1,94	1,27	1,48
CaO	0,07	1,27	0,07	0,03	0,05	0,02	0,03
Na <sub>2</sub> O	-	1,32	0,51	0,23	0,26	3,04	0,56
K <sub>2</sub> O	3,95	3,36	3,97	4,63	5,10	1,68	3,84
TiO <sub>2</sub>	0,597	0,643	0,704	0,762	0,871	0,534	0,695
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,12	0,08	0,07	0,08	0,06	0,07
H <sub>2</sub> O+	3,85	2,93	4,46	4,53	4,31	2,06	3,55
H <sub>2</sub> O-	0,40	0,12	0,12	0,13	0,06	0,21	0,18
CO <sub>2</sub>	0,04	1,68	0,06	0,02	0,05	0,02	0,03
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Summe	99,40	98,02	98,30	97,67	98,64	98,39	97,66
Ba	686	554	649	765	835	345	697
Ce	28	19	62	72	90	81	57
Cr	118	69	96	89	94	50	67
Cu	133	19	157	72	29	12	21
Mn	196	774	650	831	835	552	596
Ni	66	32	45	54	44	12	34
Pb	59	25	59	41	39	13	19
Rb	130	121	168	201	208	57	155
Sc	15	18	10	17	14	9	13
Sr	41	114	57	76	38	21	27
Th	8	7	9	10	11	8	9
V	155	84	101	108	95	50	76
Zn	55	45	104	82	96	50	51
Zr	122	150	73	100	136	211	192
La	51	60	75	44	36	48	-
Nd	15	23	62	26	30	11	29
Gesteins= ansprache	QzPh	SwPh	SwPh	SwPh	SwPh	Ph	Ph

Tab. 16: Analysen von Phylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	483	484	485	486	488	489	490
SiO <sub>2</sub>	55,05	53,48	57,99	44,72	50,05	46,85	57,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,09	22,40	22,18	28,35	25,80	29,55	19,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,53	3,40	1,33	2,52	5,19	1,14	1,32
FeO	2,84	5,01	2,70	4,99	3,04	5,51	7,51
MnO	0,080	0,186	0,044	0,087	0,174	0,166	0,457
MgO	1,92	2,59	2,07	2,52	1,59	1,57	2,53
CaO	0,35	0,54	0,32	0,31	0,72	0,41	0,39
Na <sub>2</sub> O	1,02	0,85	0,70	1,06	1,51	1,01	0,64
K <sub>2</sub> O	5,67	4,54	5,15	6,48	5,45	5,95	3,15
TiO <sub>2</sub>	1,033	1,062	0,972	1,218	1,148	1,235	0,793
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,21	0,16	0,14	0,30	0,21	0,12
H <sub>2</sub> O+	4,32	4,95	4,26	5,60	4,79	5,42	4,89
H <sub>2</sub> O-	0,10	0,17	0,18	0,16	0,08	0,14	0,30
CO <sub>2</sub>	0,10	0,09	0,04	0,06	0,03	0,07	0,64
SO <sub>3</sub>	-	-	0,05	-	-	-	-
Summe	100,26	99,48	98,15	98,21	99,87	99,24	98,75
Ba	878	524	615	814	732	744	392
Ce	80	159	80	82	122	139	91
Cr	108	116	101	139	130	147	91
Cu	16	103	-	53	-	137	46
Mn	623	1439	345	673	1351	1286	3538
Ni	35	62	45	82	65	111	58
Pb	19	20	21	26	30	54	45
Rb	229	187	203	277	243	269	147
Sc	19	21	19	23	28	18	13
Sr	82	78	69	77	130	106	65
Th	10	10	11	12	10	11	9
V	376	145	144	181	173	192	113
Zn	4	18	5	23	49	51	90
Zr	117	125	133	146	153	139	92
La	49	98	81	46	152	78	91
Nd	34	53	48	34	53	62	18
Gesteins= ansprache	CPh	CPh	CPh	Ph	Ph	k1Ph	k1Ph

Tab. 16: Analysen von Phylliten ("Metasedimente") - Fortsetzung

Probe	491	492	493	494	495	496
SiO <sub>2</sub>	29,57	55,79	78,52	54,28	52,27	49,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,41	20,68	8,71	22,62	25,09	26,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,65	0,69	0,63	3,35	1,10	1,40
FeO	17,19	7,40	4,22	4,88	6,00	6,01
MnO	0,290	0,559	0,087	0,113	0,097	0,070
MgO	10,20	2,24	1,03	2,21	2,12	2,14
CaO	0,36	0,34	-	0,04	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,77	0,48	1,21	2,24	0,97
K <sub>2</sub> O	2,05	3,78	1,46	3,83	4,32	5,81
TiO <sub>2</sub>	1,057	0,814	0,470	0,941	0,99	1,077
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,12	0,03	0,03	0,04	0,06
H <sub>2</sub> O+	10,22	4,50	2,49	4,92	5,13	5,54
H <sub>2</sub> O-	0,24	0,19	0,26	0,17	0,25	0,26
CO <sub>2</sub>	0,05	1,50	0,24	0,16	0,06	0,06
SO <sub>3</sub>	-	0,04	0,01	-	-	-
Summe	99,67	99,41	98,64	98,75	99,71	99,20
Ba	350	454	182	491	586	673
Ce	98	103	20	94	101	114
Cr	135	110	43	101	117	124
Cu	9	12	22	23	-	25
Mn	2247	4333	675	873	753	544
Ni	241	59	25	42	53	46
Pb	55	52	20	35	35	45
Rb	98	169	66	176	200	269
Sc	22	14	12	17	19	19
Sr	38	78	18	126	118	72
Th	11	10	9	11	11	11
V	185	118	37	105	133	125
Zn	239	87	74	89	70	49
Zr	119	99	222	175	152	153
La	140	62	27	83	61	123
Nd	39	43	28	38	53	62
Gesteins= ansprache	CSPH	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph



Tab. 17: Analysen von Flaserigen Kalkphylliten ("Metasedimente")  
- Fortsetzung

Probe	440	436	3-B	104-A	1-B	449	453	4-B2
SiO <sub>2</sub>	44,60	68,74	27,54	69,69	72,09	57,42	54,96	16,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,07	5,95	3,68	5,29	5,57	7,01	7,36	2,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	1,09	0,71	8,30*	1,03	0,37	2,36*	0,62
FeO	0,96	1,08	0,97		0,72	2,39		1,24
MnO	0,091	0,046	0,068	0,071	0,082	0,084	0,062	0,125
MgO	0,45	0,56	0,19	2,87	0,67	1,61	1,04	0,45
CaO	26,28	9,28	36,51	5,83	9,42	13,99	15,85	44,31
Na <sub>2</sub> O	0,23	-	0,03	-	-	-	0,28	-
K <sub>2</sub> O	0,75	1,33	0,69	0,02	1,40	1,33	1,39	0,49
TiO <sub>2</sub>	0,165	0,295	0,176	0,218	0,277	0,310	0,343	0,142
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,30	0,59	0,19	0,19	0,47	0,53	0,71
H <sub>2</sub> O+	0,24	0,93	-	3,59	0,93	1,31	0,63	-
H <sub>2</sub> O-	0,14	0,22	0,17	0,35	0,16	0,11	0,27	0,10
CO <sub>2</sub>	21,13	7,98	29,89	4,95	7,67	12,28	13,47	35,54
SO <sub>3</sub>	-	0,02	-	0,02	0,04	0,02	0,02	-
Summe	100,52	97,82	101,21	101,39	100,25	98,70	98,56	102,76
Ba	130	125	154	-	125	149	231	386
Ce	25	-	39	78	49	31	-	32
Cr	33	36	31	33	34	40	34	20
Cu	20	9	-	70	13	16	22	-
Mn	706	360	529	547	632	650	483	966
Ni	15	7	5	26	7	11	14	-
Pb	30	28	8	352	14	17	56	8
Rb	27	47	21	-	40	46	49	15
Sc	45	28	53	17	22	30	34	62
Sr	106	39	209	18	227	58	63	227
Th	5	7	4	7	6	7	7	4
V	29	32	27	25	40	54	112	15
Zn	18	13	26	64	16	16	14	18
Zr	68	120	69	73	140	81	107	49
La	22	12	47	59	9	48	34	69
Nd	22	-	31	8	5	32	-	25
gesteins= ansprache	QzM	QzM	QzM	KQzPh	KQzPh	QzM	QzM	QzM

**Tab. 17:** Analysen von Flaserigen Kalkphylliten ("Metasedimente")  
 - Fortsetzung

Probe	4-D	4-A2	459	463	464	465
SiO <sub>2</sub>	38,54	46,90	62,46	72,12	33,98	69,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,88	5,14	7,79	10,07	4,41	8,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	1,84	2,80	2,38	1,43	0,89
FeO	1,34	0,70	0,60	1,04	0,87	2,52
MnO	0,113	0,162	0,084	0,084	0,076	0,072
MgO	0,62	0,13	0,51	0,61	0,58	1,61
CaO	27,51	22,50	10,69	3,69	31,45	5,42
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,61	0,43	1,88	0,21	1,22
K <sub>2</sub> O	1,05	0,95	1,54	1,43	0,85	1,17
TiO <sub>2</sub>	0,226	0,267	0,338	0,462	0,196	0,463
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,43	0,39	0,10	0,54	0,20
H <sub>2</sub> O+	-	0,36	1,15	1,51	0,02	1,89
H <sub>2</sub> O-	0,14	0,10	0,25	0,20	0,04	0,16
Co <sub>2</sub>	24,57	18,53	9,24	3,10	25,75	4,36
SO <sub>3</sub>	-	-	0,02	0,02	-	0,02
<b>Summe</b>	<b>100,56</b>	<b>98,62</b>	<b>98,29</b>	<b>98,70</b>	<b>100,40</b>	<b>97,59</b>
Ba	988	134	303	281	125	377
Ce	68	-	14	56	-	-
Cr	37	22	34	48	42	69
Cu	2	45	-	23	21	11
Mn	876	1255	653	653	593	562
Ni	2	6	17	19	9	27
Pb	19	14	16	16	15	17
Rb	38	36	57	59	30	45
Sc	35	42	23	17	50	18
Sr	174	139	58	46	126	52
Th	6	7	7	8	6	7
V	34	22	117	62	29	71
Zn	26	20	32	47	16	40
Zr	95	72	95	135	83	122
La	-	17	23	41	9	56
Nd	17	-	18	4	10	11
<b>Gesteins= ansprache</b>	<b>QzM</b>	<b>QzM</b>	<b>KQzPh</b>	<b>KQzPh</b>	<b>QzM</b>	<b>KQzPh</b>

Tab. 18: Analysen von Grüngesteinen ("Metatuffe"\* und "Metatuffite"\*\*)

Probe	451**	466**	16-A*	16-B*	16-C*	16-D*	16-E*
SiO <sub>2</sub>	46,56	41,74	46,60	46,90	49,53	51,73	45,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	15,13	14,77	14,10	14,29	15,86	16,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88	1,13	2,38	3,80	2,57	3,97	2,69
FeO	11,65	8,54	7,10	8,10	7,46	6,06	9,53
MnO	0,056	0,127	0,159	0,181	0,156	0,174	0,188
MgO	7,69	3,55	5,94	5,82	6,88	3,56	6,32
CaO	3,34	10,71	10,33	9,66	9,33	4,42	4,76
Na <sub>2</sub> O	1,03	4,24	3,88	2,23	3,49	6,05	4,30
K <sub>2</sub> O	0,47	0,30	0,05	0,04	0,04	0,14	0,22
TiO <sub>2</sub>	3,705	2,025	1,995	2,585	2,013	2,079	3,548
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,52	0,39	0,46	0,38	0,71	0,43
H <sub>2</sub> O+	5,84	3,83	3,08	3,94	2,92	2,78	4,70
H <sub>2</sub> O-	0,08	0,08	0,08	0,19	0,11	0,08	0,12
CO <sub>2</sub>	2,45	6,64	2,79	1,46	0,06	0,81	0,17
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Summe	98,82	98,58	99,56	99,49	99,25	98,44	99,34
Ba	118	86	64	68	53	90	92
Ce	46	43	12	45	36	112	50
Cr	123	149	158	132	161	17	14
Cu	9	47	343	37	127	11	37
Mn	438	987	1234	1400	1211	1347	1453
Ni	36	49	66	60	78	2	3
Pb	29	46	13	9	9	16	19
Rb	14	6	-	-	-	-	-
Sc	24	39	35	40	39	22	26
Sr	10	120	223	288	258	170	280
Th	5	6	4	3	4	5	3
V	329	251	257	289	262	192	247
Y	95	83	75	103	55	95	45
Zn	101	46	73	86	74	121	117
Zr	188	175	175	219	160	302	245
La	-	-	-	-	-	-	-
Nb	18	-	-	-	-	87	42
Nd	37	22	8	34	35	63	38
Gesteins= ansprache	kCPh	kGS	kGS	GS	GS	GS	CS

Tab. 18: Analysen von Grüngesteinen ("Metatuffiten") - Fortsetzung

Probe	467	468	471	472	478	481	482	487
SiO <sub>2</sub>	42,00	45,86	45,50	46,21	42,12	50,59	52,10	62,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	13,66	17,53	16,38	11,51	18,73	13,81	15,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,31	1,07	2,37	1,41	1,72	2,08	2,14	1,08
FeO	9,85	7,67	7,79	5,88	10,19	9,49	12,19	5,15
MnO	0,143	0,137	0,112	0,120	0,210	0,161	0,285	0,100
MgO	4,12	6,12	4,53	6,85	12,49	5,02	7,77	3,93
CaO	11,00	10,02	4,43	7,18	5,19	0,73	0,37	0,69
Na <sub>2</sub> O	2,97	3,06	4,78	4,09	-	3,90	0,72	5,98
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,72	0,18	0,05	1,12	0,02	-
TiO <sub>2</sub>	2,048	0,859	2,809	0,436	2,409	1,644	2,311	1,473
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,25	0,34	0,18	0,25	0,18	0,22	0,29
H <sub>2</sub> O+	3,80	4,03	4,40	4,67	7,38	5,03	6,54	3,08
H <sub>2</sub> O-	0,22	0,17	0,05	0,34	0,30	0,15	0,32	0,18
CO <sub>2</sub>	8,13	6,52	3,33	5,46	5,12	0,50	0,07	0,05
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	-
Summe	99,12	99,47	98,70	99,41	98,96	99,35	98,89	100,65
Ba	24	28	195	15	17	141	96	33
Ce	75	10	90	-	80	34	11	58
Cr	49	279	23	147	841	210	250	10
Cu	45	77	115	-	95	-	-	-
Mn	1112	1065	871	929	1624	1247	2205	773
Ni	20	96	11	39	403	60	76	14
Pb	99	19	37	13	275	49	22	228
Rb	-	-	11	-	2	45	-	-
Sc	40	37	21	34	24	21	31	17
Sr	147	131	77	161	127	26	-	15
Th	5	4	7	6	7	6	7	7
V	291	238	194	209	271	180	262	35
Y	18	18	-	-	23	63	35	88
Zn	82	56	126	80	224	90	77	31
Zr	146	67	208	67	135	199	154	338
La	-	22	-	7	-	14	-	29
Nb	12	6	-	-	36	18	6	138
Nd	37	13	44	-	36	22	20	4
Gesteins= ansprache	kGS	kGS	CPh	kGS	kCPh	CPh	CS	CABS



## 8.2 Unterscheidung zwischen Ortho- und Paragesteinen

Ein typisches Kennzeichen schichtgebundener, submarin-exhalativer Lagerstätten ist ihr Auftreten in einem sedimentären Verband und die Vergesellschaftung mit Tuffen und untergeordnet auch Laven. Diese Pyroklastika können insgesamt eine basaltische bis rhyolitische Zusammensetzung haben. Am häufigsten treten jedoch andesitische bis dacitische Tuffe auf (STANTON 1972).

Bei den untersuchten Grüngesteinen handelt es sich möglicherweise um metamorph überprägte basische Vulkanite. Für die Genese des Bärndorfer Erzvorkommens kommt dieser Gesteinsgruppe deshalb eine wichtige Bedeutung zu. Ein Vergleich der Durchschnittsgehalte der Hauptelemente von Grüngesteinen mit denen verschiedener Basalte dient als Hinweis auf den basaltischen Charakter der untersuchten Karbongrüngesteine (Tab. 19).

Tab. 19: Durchschnittsgehalte an Hauptelementen der Grüngesteine (Karbon) im Vergleich mit verschiedenen Basalten

Element	Grüngesteine <sup>1</sup>	Tholeiitbasalt <sup>2</sup>	Alkaliolivinbasalt <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	50,52	50,83	45,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	14,07	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	2,88	3,16
FeO	8,91	9,00	8,73
MnO	0,15	0,18	0,20
MgO	6,10	6,34	9,39
CaO	8,46	10,42	10,74
Na <sub>2</sub> O	3,99	2,23	2,63
K <sub>2</sub> O	0,22	0,82	0,95
TiO <sub>2</sub>	2,39	2,03	2,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,23	0,39

1: normierte Werte (ohne H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>); (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO)= 0,15; n=11

2: NOCKOLDS (1954, zitiert in WEDEPOHL 1969); n=137

3: NOCKOLDS (1954, zitiert in WEDEPOHL 1969); n=96

In Kapitel 7.1.3 wurden bereits Hinweise genannt, die für eine Tuff- bzw. Tuffitnatur der untersuchten Grüngesteine sprechen. Eine eindeutige Zuordnung in den Ortho- oder Parabereich ist aber wegen fehlender magmatischer Reliktgefüge nicht möglich, so daß auf geochemische Methoden zurückgegriffen werden muß. Wichtige Arbeiten in dieser Richtung stammen von LEAKE (1964) und von van de KAMP (1968, 1969, 1970). Diese Autoren veröffentlichen zahlreiche Diagramme, die eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten ermöglichen. Im folgenden werden diese Diagramme auch für die Charakterisierung der Grüngesteine benutzt. Unter Orthoamphiboliten (entsprechend Orthogrüngesteinen) versteht LEAKE völlig rekristallisierte Meta-Dolerite, Meta-Basalte oder basische Meta-Tuffe. Bei Paraamphiboliten handelt es sich nach diesem Autor hingegen um metamorphisierte dolomitische bis kalkige Tone. Orthoamphibolite sind häufig schon durch ihre höheren Gehalte an Cr, Ni und Ti und durch niedrigere Niggli-k-Werte von Paraamphiboliten zu unterscheiden. Viele basische Magmatite haben jedoch von vornherein niedrige Gehalte an Cr, Ni und Ti. Zudem ist eine Veränderung des Niggli-k-Wertes durch Alkalimetasomatose möglich. Aus diesen Gründen ist eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Paraamphiboliten basierend auf magmatischen und sedimentären Variationstrends besser geeignet, als eine Abgrenzung anhand von absoluten Gehalten an bestimmten Elementen.

In Abbildung 40 sind die Niggli-Parameter c und mg einander gegenübergestellt. Orthogesteine sollten dem Differationstrend der Karroo-Dolerite - einer typisch magmatischen Serie - folgen. Mischungen von Tonen, Kalken und/oder Dolomiten, d.h. Paragesteine, sollten dagegen einen Trend aufweisen, der etwa senkrecht zu dem der Karroo-Dolerite verläuft. Die Mehrzahl der untersuchten Grüngesteine liegt im Bereich der "middle stage differentiates" des Karroo-Trends. Früh- und Spätdifferentiate fehlen. Zwei altpaläozoische Proben fallen in den Bereich der Littleton- und Connemara-Pelite. Insgesamt ist in diesem Diagramm eine große Streuung des Niggli-c-Wertes zu beobachten, die auf eine unterschiedlich starke sedimentäre Karbonatbeimengung zurückzuführen ist. Eine ähnliche

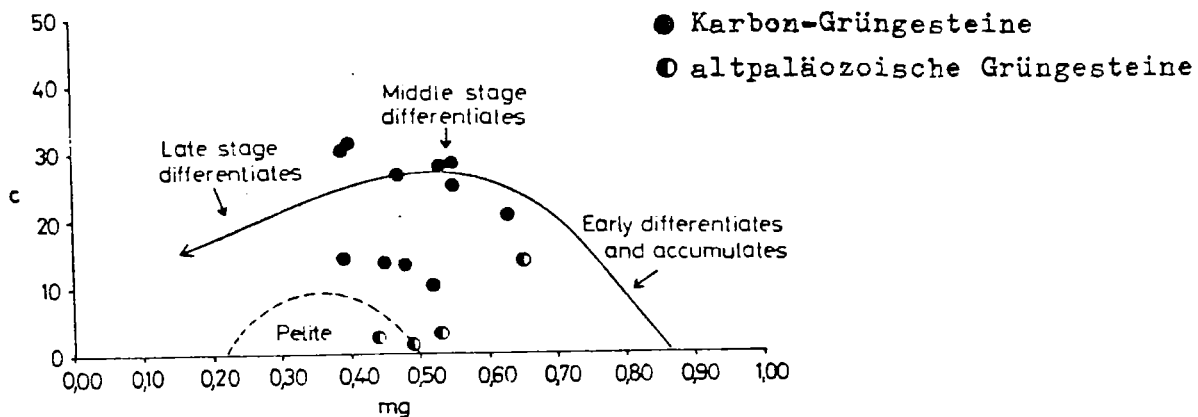
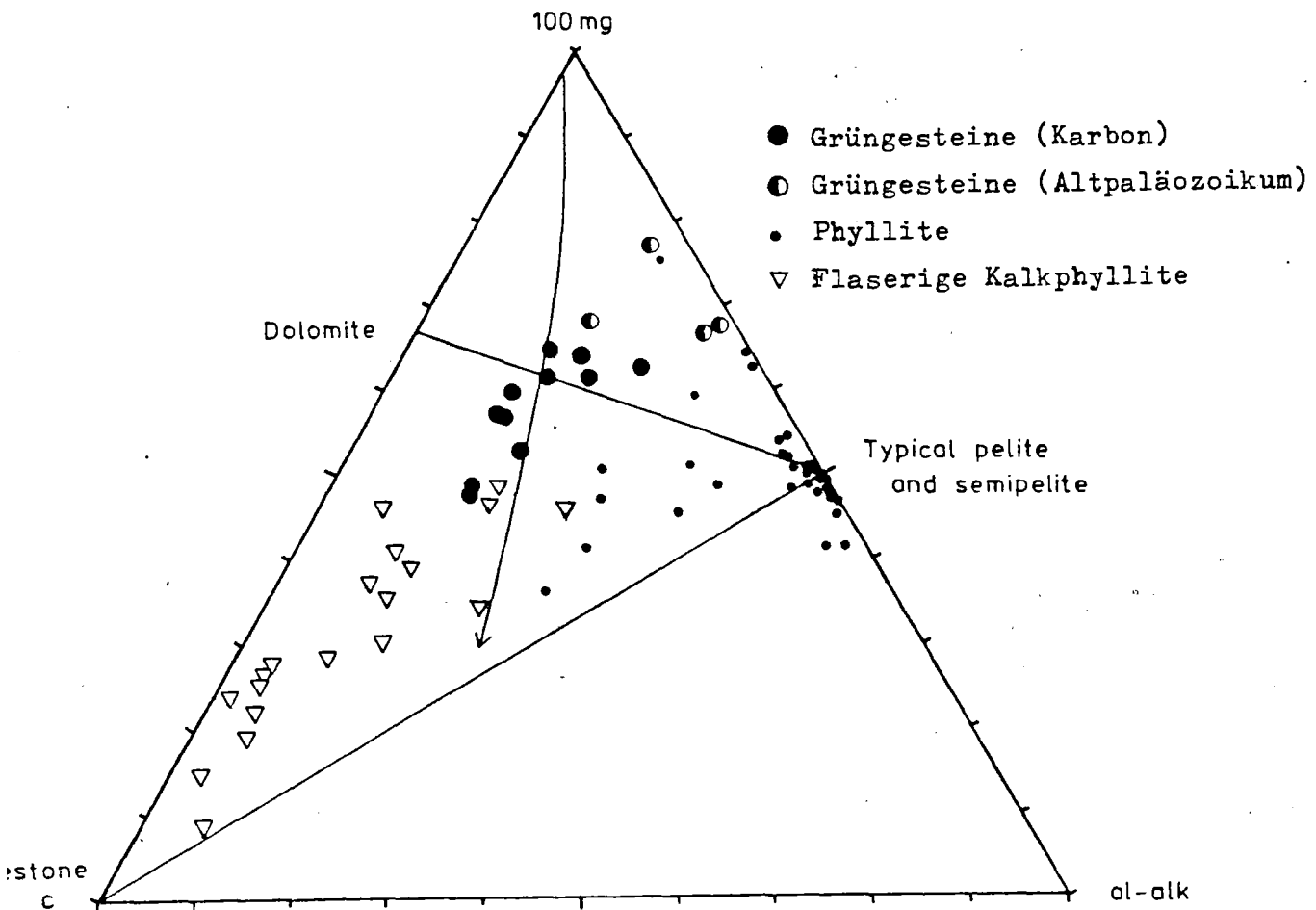


Abb. 40: Niggli-c gegen Niggli-mg  
Eingetragen sind der Differentiationstrend der Karroo-Dolerite (Pfeil) und das Pelitfeld nach LEAKE (1964).

Streuung zeigen auch die von van de KAMP (1970) untersuchten "green beds" aus Schottland. Es handelt sich hierbei allerdings um Mischungen von basischen Tuffen und Peliten.

Im Dreiecksdiagramm 100mg-c-(al-alk) (Abb. 41) liegen die analysierten Grüngesteine im mittleren Bereich des magmatischen Karroo-trends. Ausnahmen bilden wieder einige altpaläozoische Proben, die sich auf der 100mg/al-alk-Seite des Dreiecks befinden. Dolomit-Pelit-Mischungen stehen nahezu senkrecht auf dem Karroo-Trend. Mischungen von Kalken und Peliten besitzen ebenfalls einen charakteristischen Variationstrend bzw. liegen in einem Bereich auf 100mg-c-Seite des Dreiecks. Die untersuchten Phyllite belegen zum überwiegenden Teil das Feld der typischen Pelite oder Semipelite oder folgen der Kalk-Ton-Verbindungsline. Die Gruppe der Flaserigen Kalkphyllite liegen bevorzugt auf der 100mg-c-Seite des Dreiecks.

Neben den auf Hauptelementen basierenden Niggli-Werten können auch einige Spurenelemente Hinweise auf den Ursprung von Amphiboliten bzw. Grüngesteinen geben. Nach LEAKE (1964) eignen sich am besten Ni und Cr zur Unterscheidung von Para- und Orthogesteinen. Bei der Differentiation basischer Magmatite wird die Abnahme des Niggli-mg-Wertes im allgemeinen von einer merklichen Abnahme an Ni und Cr begleitet, d.h. mg und Ni bzw. mg und Cr sind positiv

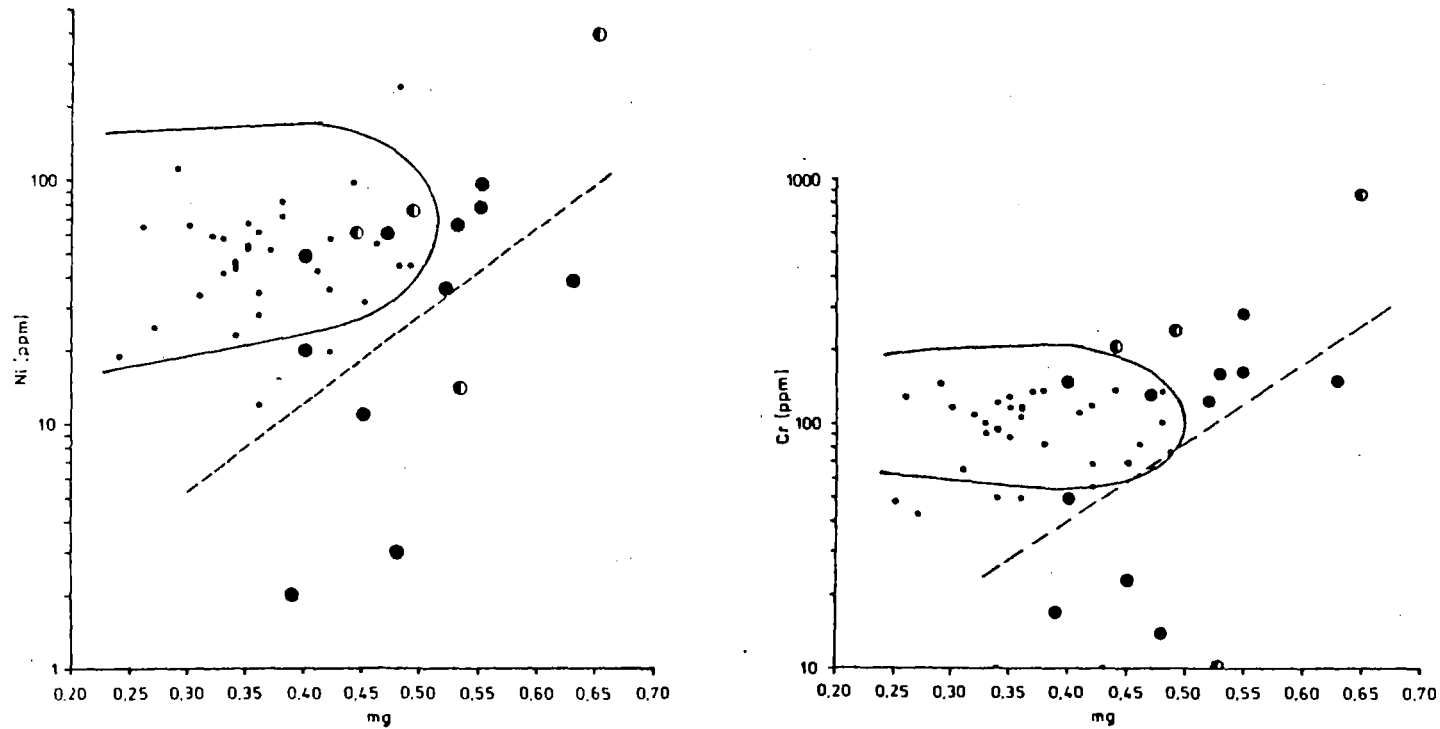


**Abb. 41:** Niggli-Parameter 100mg-c-(al-alk)  
 Eingetragen sind der Karroo-Differentiationstrend (Pfeil),  
 die Dolomit-Pelit- und die Kalk-Pelit- Verbindungslinie  
 nach LEAKE (1964).

korreliert. Hingegen sind die gleichen Parameter bei Karbonat-Pelit-Mischungen negativ korreliert. Reine Pelite zeigen nach LEAKE (1964) nur geringe oder überhaupt keine Korrelation.

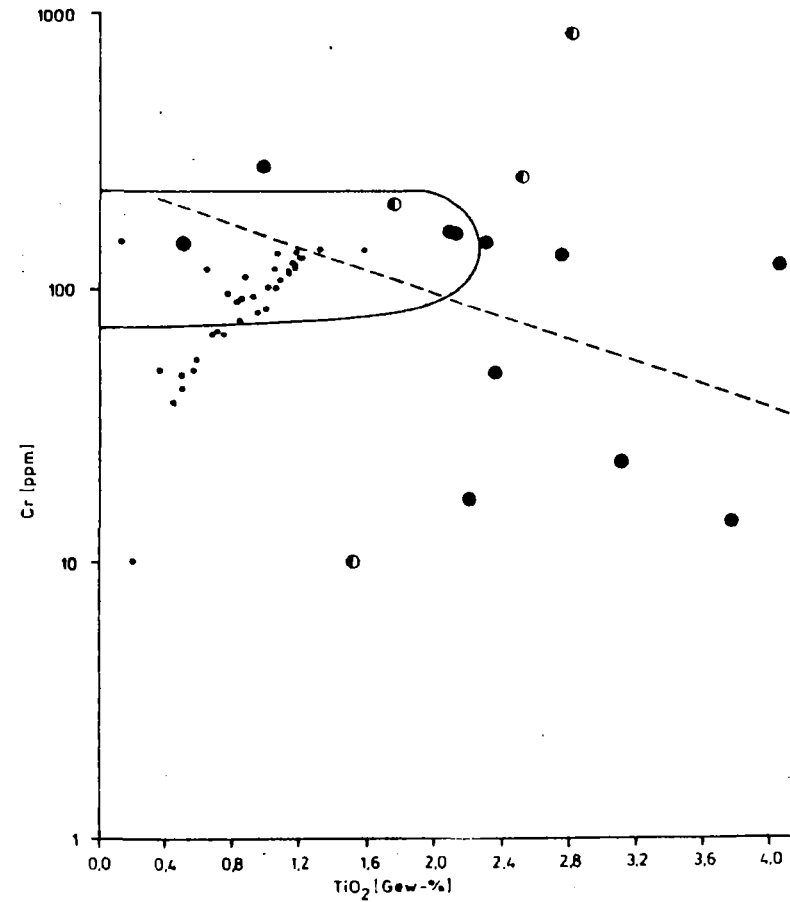
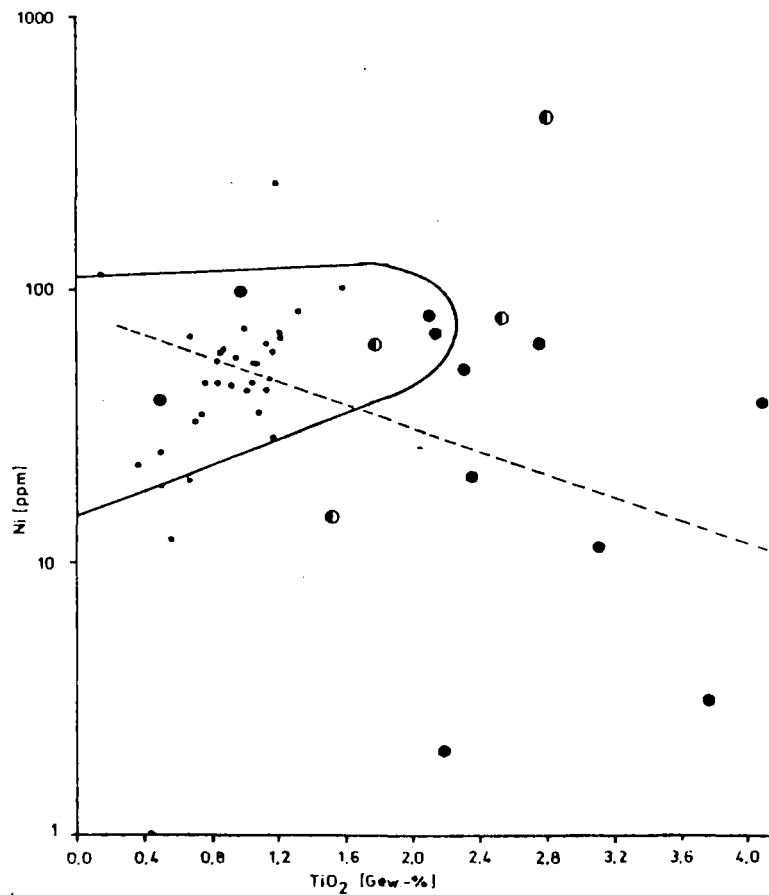
In den Diagrammen der Abbildung 42 wurden die Spurenelement Ni bzw. Cr gegen Niggli-mg aufgetragen. In beiden Diagrammen zeigen die untersuchten Grüngesteine die magmatische positive Korrelation. Die Phyllitgruppe belegt das Pelitfeld und zeigt keine Korrelation.

In den Diagrammen Ni gegen  $TiO_2$  und Cr gegen  $TiO_2$  der Abbildung 43, ist bei beiden Elementkombinationen - trotz starker Streuung - die von LEAKE für Orthogesteine geforderte negative Korrelation zu erkennen. Die Phyllite belegen überwiegend das Pelit-Feld.



**Abb. 42:** Ni gegen Niggli-mg und Cr gegen Niggli-mg  
Der abgegrenzte Bereich gibt das Pelit-Feld  
nach LEAKE (1964) wieder. Zusätzlich wurde die  
Ausgleichsgerade für die Karbon-Grüngesteine  
eingetragen.

- = Karbon-Grüngesteine    ○ = altpaläozoische Grünschiefer
- = Phyllite



**Abb. 43:** Ni gegen  $\text{TiO}_2$  und Cr gegen  $\text{TiO}_2$   
Der abgegrenzte Bereich gibt das Pelit-Feld  
nach LEAKE (1964) wieder. Zusätzlich wurde die  
Ausgleichsgerade für die Karbon-Grüngesteine eingetragen.  
● = Karbon-Grüngesteine   ● = altpaläozoische Grüngesteine  
• = Phyllite

In dem Diagramm (al-alk) gegen c (Abb. 44) nach van de KAMP (1968) ist eine deutliche Trennung der bearbeiteten Bärndorfer Gesteine zu erkennen. Die Grüngesteine liegen hier zum überwiegenden Teil in dem Bereich des magmatischen Feldes, den auch die von van de KAMP (1968) untersuchten kanadischen Metabasalte und basischen Metatuffe einnehmen. Nur eine Probe der zum Karbon gestellten Grüngesteine fällt zwischen das magmatische und das pelitische Feld. Bei diesem schwach vererzten Chloritphyllit (Probe 451, Vererzung D) könnte es sich um einen mit sedimentären Material angereicherten, metamorphisierten Pyroklastiten (Metatuffit) handeln. Von den vier alt-

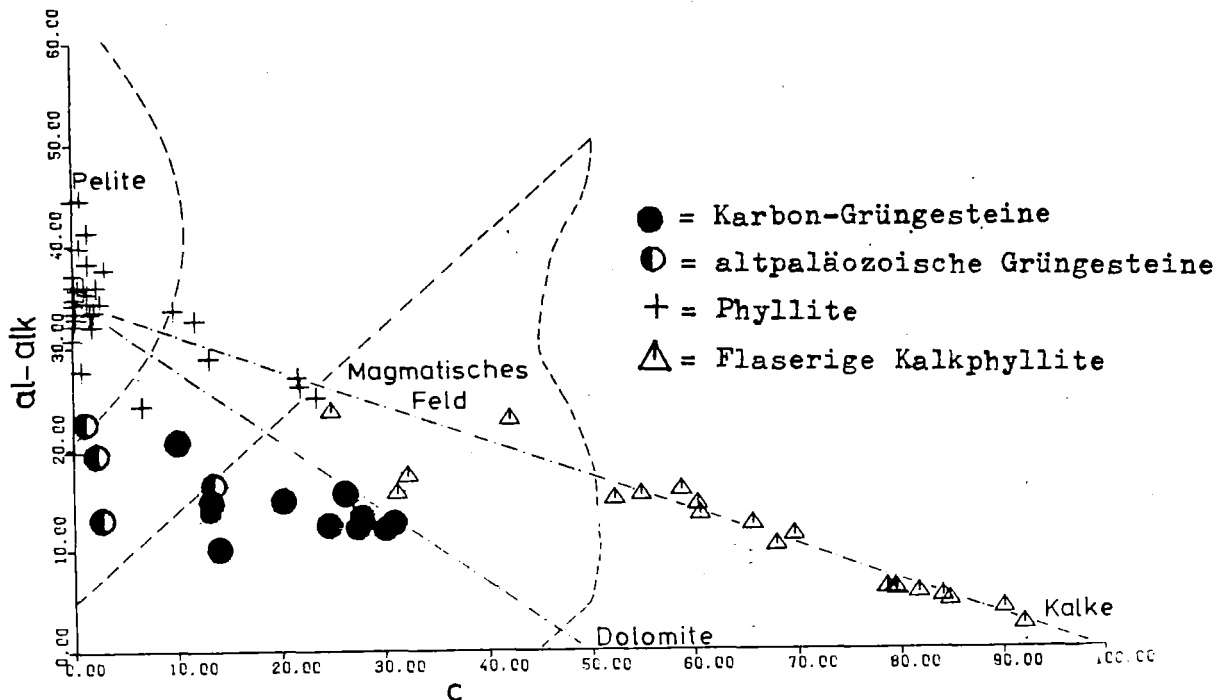


Abb. 44: Niggli-(al-alk) gegen Niggli-c  
Eingetragen sind das magmatische Feld, das Pelit-Feld und die Variationstrends für Mischungen von Kalken und Peliten bzw. Dolomiten und Peliten nach van de KAMP (1968).

Grüngesteinen liegen drei außerhalb des magmatischen Feldes, eine sogar im Pelit-Feld. Die Gruppe der Phyllite belegt das Pelit-Feld bzw. folgt zum Teil dem Pelit-Kalk-Trend. Die Gruppe der Flaserigen

Kalkphyllite folgt dem Pelit-Kalk-Trend. Bemerkenswert ist, daß zwei Proben aus dieser Gesteinsgruppe nicht dem Pelit-Kalk-Trend folgen, sondern in den Bereich der Grüngesteine fallen. Die eine Probe (465) stammt aus dem Übergangsbereich zu den Grüngesteinen und gab schon durch den abweichenden Mineralbestand Hinweise auf eine geringe pyroklastische Beimengung (s. S. 59). Die zweite Probe stammt aus einer vergrün-ten Lage der Vererzung C und deutet durch den erhöhten Chlorit-gehalt ebenfalls auf eine geringe pyroklastische Einstreuung hin. In diesem Diagramm bestätigen geochemische Daten somit nicht nur die petrographische Untergliederung der untersuchten Bärndorfer Gesteine in die drei Hauptgruppen (Phyllite, Flaserige Kalkphyllite, Grüngesteine), sondern auch die vermuteten pyroklastischen Bei-mengungen in einigen Proben.

Weitere Kriterien zur Unterscheidung zwischen Ortho- und Para-gesteinen sind bei RÖSLER & LANGE (1976) und bei SCHROLL (1975) zusammengestellt. Danach sollten Orthogesteine eine positive Cr-Ni-Korrelation zeigen. Wie in der Abbildung 45 ersichtlich ist, weisen die untersuchten Karbon-Grüngesteine die geforderte Ortho-Korrelation auf. Die Verhältnisse Sr:Ba und Cr:Ni sind mit wenigen

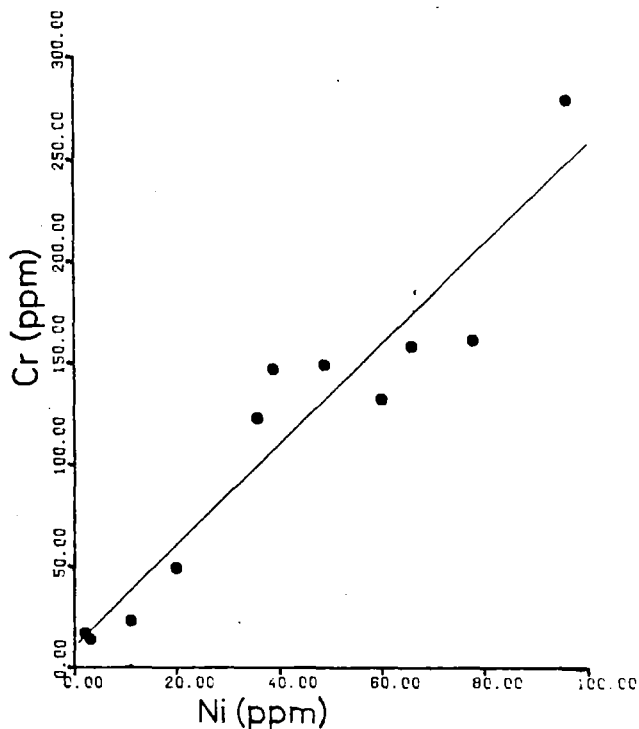


Abb. 45: Cr gegen Ni  
Eine positive  
Korrelation der  
Karbon-Grüngesteine  
ist gegeben.



Ausnahmen  $> 1$  und geben damit ebenfalls Hinweise auf eine orthogene Herkunft. Bei den Ausnahmen handelt es sich um die vier Proben, die schon im Diagramm (al-alk)-c nach van de KAMP (1968) außerhalb des magmatischen Feldes zu liegen kamen. Nur bei einer dieser Proben (487) sind sowohl das Sr:Ba-Verhältnis als auch das Cr:Ni-Verhältnis  $< 1$ . Bei den drei anderen Grünsteinproben (451, 481, 482) ist zumindest das für Orthogesteine geforderte Cr:Ni-Verhältnis von  $> 1$  gegeben. Bei diesen Proben wird angenommen, daß sie zum Übergangsbereich Tuffit-Pelit gehören bzw. einen geringen Anteil an vulkanogener Beimengung enthalten. Nach der Zusammenstellung bei SCHRÖLL (1975) besitzen Orthogrünschiefer Sc-Gehalte von über 20 ppm und V-Gehalte von über 200 ppm. Auch diese Werte werden mit einer Ausnahme (Probe 487) von allen Proben bestätigt.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die gezeigten Diagramme deutliche Hinweise auf einen vorwiegend orthogenen Ursprung der untersuchten Bärndorfer Grünsteine geben. Nur bei wenigen altpaläozoischen Gesteinen (481, 482, 487) ist eine starke Tendenz zum Parabereich zu beobachten. Als Edukte der altpaläozoischen Grünsteine sind tonig-sandige Sedimente mit mengenmäßig unterschiedlichen, jedoch insgesamt geringen Tuffeinstreuungen anzunehmen. Für sämtliche Karbon-Grünsteine wird ein vorwiegend vulkanogener Ursprung angenommen. Als Edukte kommen je nach epiklastischer Beimengung basische Tuffe bis Tuffite in Betracht.

### 8.3 Untersuchungen zum Magmentyp

Nur die ins Karbon gestellten Grünsteine können bei einem schichtgebundenen Auftreten der Vererzung in der Karbonserie mit der Erzmineralisation in Zusammenhang gebracht werden. Aus diesem Grunde werden für die weiteren Untersuchungen nur die Karbon-Grünsteine (Metatuffe und Metatuffite) berücksichtigt.

Die geochemische Klassifikation von Metavulkaniten ist dann sinnvoll, wenn sich die dabei benutzten Elemente während späterer Alterationsprozesse (Mobilisation im Zuge der Metamorphose, Alteration durch hydrothermale Lösungen, submarine Verwitterung) weitgehend immobil verhalten. Nach FLOYD & WINCHESTER (1978) erfüllen die Elemente Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga und Sc diese Voraussetzung. Eingeschränkt erweist sich zudem P mit möglicher, leichter Mobilität als ein geeignetes Element (WINCHESTER & FLOYD 1976). Weitere Untersuchungen zu diesem Thema zeigen jedoch, daß unter bestimmten Bedingungen auch einige dieser Elemente mobil sein können.

FINLOW-BATES & STUMPFL (1981) untersuchten das Verhalten einiger dieser sogenannten immobilen Elemente in Vulkaniten, die mit vulkanogen submarin-exhalativen Lagerstätten vergesellschaftet sind. Der Chemismus jeder einzelnen Probe aus der Nähe dieser Lagerstätten ist danach eine Funktion von mindestens drei Prozessen:

- der originalen Zusammensetzung, die bei der magmatischen Differentiation entstanden ist;
- der Zu- oder Abfuhr von Elementen bei späterer Reaktion der Gesteine mit hydrothermalen Lösungen;
- der relativen Verdünnung oder Anreicherung der im Gestein verbleibenden Elemente durch Zu- oder Abfuhr von anderen Komponenten.

Die oben genannten Autoren kommen bei ihren Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß Zr,  $TiO_2$  und eventuell auch Ce weitgehend immobil sind, hingegen aber Y, und insbesondere Sc und Nb bei starker hydrothermalen 'Alteration extrem mobil sein können. Vergleiche der Mittelwerte von Y, Sc und Nb in Basalten (TUREKIAN & WEDEPOHL, zitiert in RÖSLER & LANGE 1976) ergeben folgendes Bild:

- Y: Der Mittelwert von  $59 \pm 35$  ppm in den Bärndorfer Grünesteinen ist etwa dreimal so hoch wie der von TUREKIAN & WEDEPOHL angegebene Wert (21 ppm). Wie schon aus der Standardabweichung ersichtlich ist, streuen die Werte erheblich (vgl. Tab. 23 im Anhang). Y ist als mögliches mobiles Element (Zufuhr?) zu betrachten.

- Sc: Der Mittelwert von  $32 \pm 7$  ppm stimmt gut mit dem Literaturwert überein. Es ist nur eine geringe Streuung festzustellen. Sc erweist sich somit für die untersuchten Grüngesteine als immobil.
- Nb: Der Mittelwert von  $17 \pm 27$  ppm liegt im Bereich des Literaturwertes (19 ppm). In vielen Grüngesteinsproben liegt der Nb-Gehalt jedoch unter der Nachweisgrenze (vgl. Tab. 18). Zudem ist eine starke Streuung bei den verbleibenden Proben festzustellen. Dies bewirkt zusammen die hohe Standardabweichung. Nb ist als mögliches mobiles Element zu betrachten.

Sehr häufig sind auch keine La- und Rb-Gehalte in den Grüngesteinen nachzuweisen. Nur wenige Metatuffite bilden hierbei Ausnahmen (vgl. Tab. 18). Für die häufig nicht nachweisbaren Nb-, La- und Rb-Gehalte sind hydrothermale Lösungen verantwortlich zu machen. Diese führen nach FINLOW-BATES & STUMPFL (1981) bei Reaktionen mit dem Gestein im allgemeinen zur völligen Abfuhr der gelösten Elemente. Feststellbare La- und Rb-Gehalte in wenigen Metatuffiten könnten auf epiklastische Beimengungen zurückgeführt werden.

Der Prozeß der relativen Verdünnung der im Gestein verbleibenden Elemente durch Zufuhr von anderen Komponenten ist auch in einigen Grüngesteinen festzustellen. So fällt z.B. der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt bei zwei Proben (466 und 467, vgl. Tab. 18) auf etwa 42 %, obwohl Quarz vorhanden ist. Bedingt ist diese relative Verdünnung durch eine verstärkte epiklastische Zufuhr in Form von Calcit. Der feststellbare Quarz-Gehalt dürfte vornehmlich auf epiklastische Beimengung zurückzuführen sein. Aber auch eine Silifizierung durch hydrothermale Lösungen ist nicht auszuschließen.

FLOYD & WINCHESTER (1978) erarbeiteten mehrere Diagramme mit deren Hilfe es möglich ist auch vulkanische Gesteine zu klassifizieren, deren Chemismus durch spätere Alteration oder Metamorphose verändert wurde. Sie benutzten dazu die bereits genannten, weitgehend immobilen Spurenelemente Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga und Sc.

Abb. 46 zeigt das Diagramm  $\text{SiO}_2$  gegen  $\text{Zr/TiO}_2$ . Mit einer Ausnahme

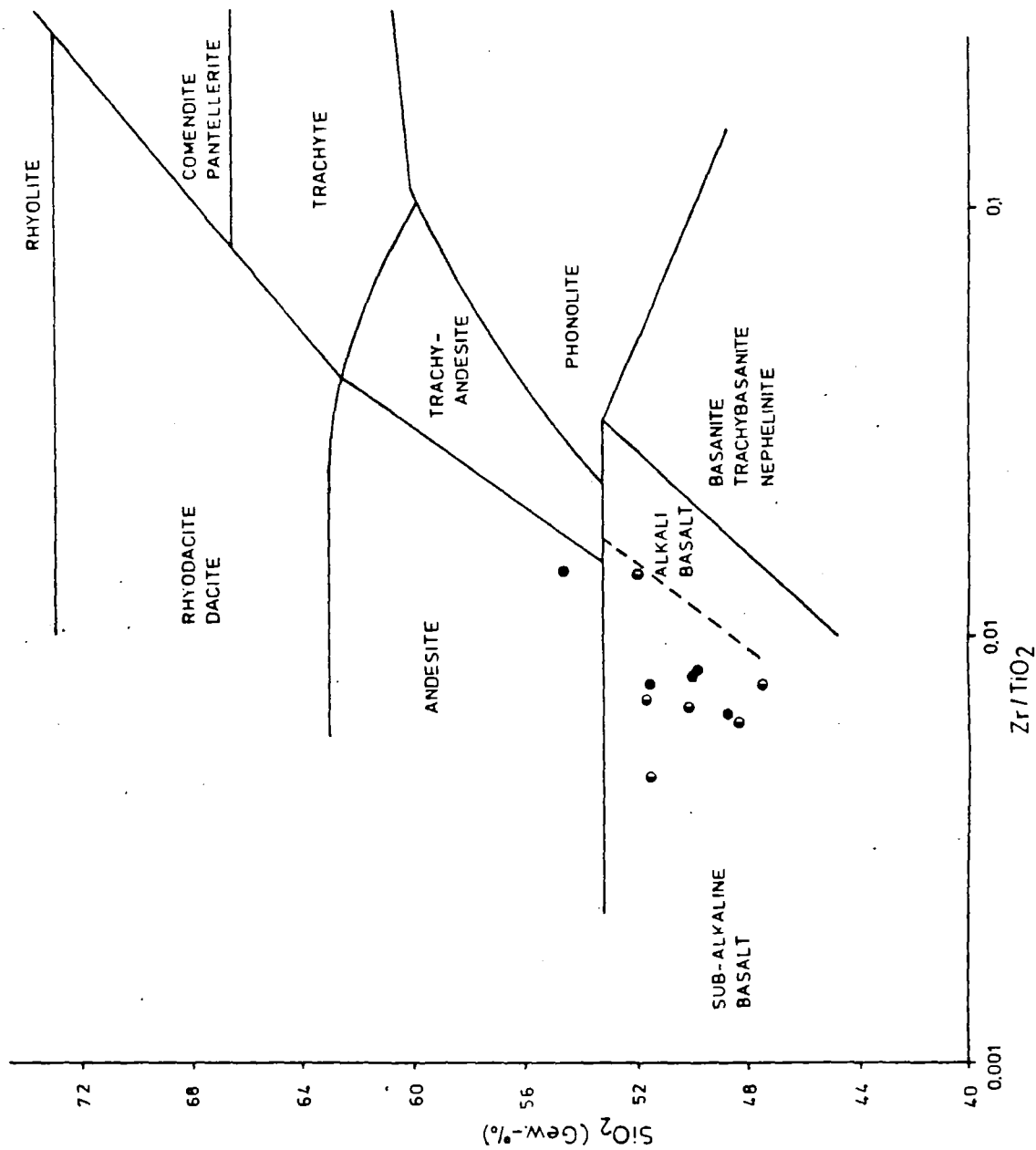


Abb. 46: SiO<sub>2</sub> gegen Zr/TiO<sub>2</sub> nach FLOYD & WINCHESTER (1978)

● = Metatuffe      ○ = Metatuffite

fallen sämtliche Grüngesteine in den Bereich der Subalkali-Basalte. Nach FLOYD & WINCHESTER (1978) ist die Grenze zwischen Subalkali- und Alkali-Basalten jedoch nicht definitiv, da es größere Überlappungen der beiden Basalttypen gibt. Mit welcher Vorsicht dieses Diagramm bei relativ wenigen Proben zu benutzen ist, verdeutlichen die Diagramme  $P_2O_5$  gegen Zr und  $TiO_2$  gegen  $Zr/P_2O_5$  (Abb. 47) nach WINCHESTER & FLOYD (1976). Sie wurden von beiden Autoren anstelle des auf stark mobilen Elementen basierenden Diagramms  $(K_2O + Na_2O)$  gegen  $SiO_2$  (McDONALD & KATSURA 1964) zur Trennung von alkalischen und tholeiitischen Basalten vorgeschlagen. In beiden Diagrammen liegen fast alle Proben im Bereich der Alkali-Basalte.

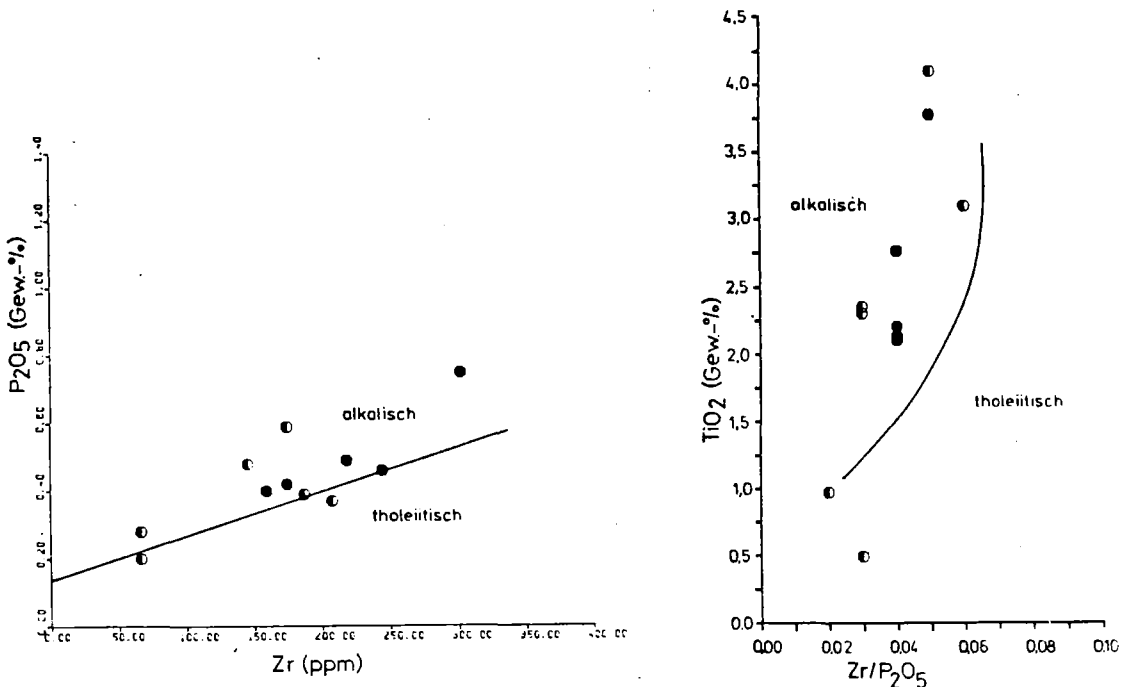


Abb. 47:  $P_2O_5$  gegen Zr und  $TiO_2$  gegen  $Zr/P_2O_5$   
nach WINCHESTER & FLOYD (1976)  
● = Metatuffe    ○ = Metatuffite

Im Diagramm  $Zr/TiO_2$  gegen Ce (Abb. 48) belegen sämtliche untersuchte Grüngesteine das Feld der Basalte. Eine weitere Unterteilung in Subalkali- und Alkali-Basalte wurde von FLOYD & WINCHESTER (1978) nicht vorgenommen, da in diesem Diagramm Überlappungen beider Basalttypen auftraten.

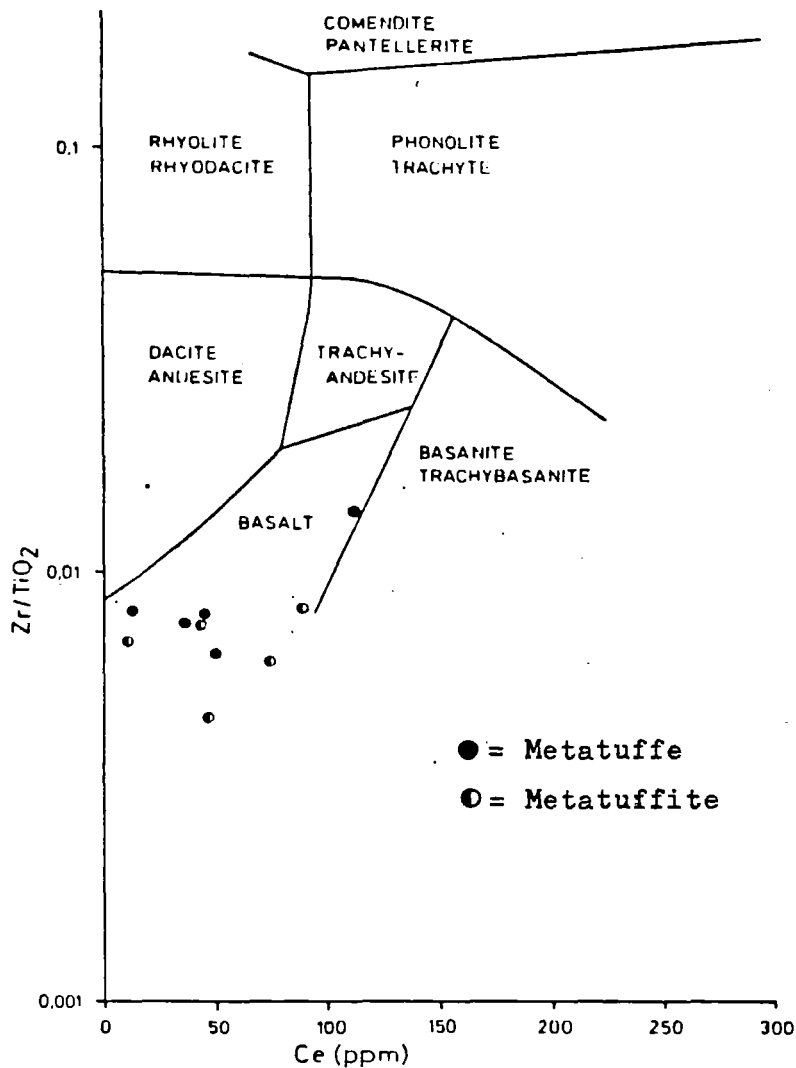


Abb. 48:  $Zr/TiO_2$  gegen Ce nach FLOYD & WINCHESTER (1978)

Zur Charakterisierung von Magmentypen und deren geotektonische Position wurden mehrere wichtige Arbeiten veröffentlicht (PEARCE & CANN 1973, PEARCE 1975, PEARCE & GALE 1977). Auf die Beziehung zwischen Plattentektonik und vulkanogen submarin-exhalativen Sulfidlagerstätten ("massiv sulphide deposits") wurde häufig hingewiesen. Hauptsächlich wurden dabei geologische Kriterien verwandt, um das mögliche Bildungsmilieu von Lagerstätten - mittelozeanische Schwelle, randliches Becken, Inselbogen und Ozeaninseln - zu kennzeichnen. In vielen

Fällen jedoch, insbesondere bei deformierten und metamorphisierten Gesteinen der Gebirgsgürtel, sind geologische Methoden mit Unsicherheit behaftet. Hier kann dann die Geochemie sinnvoll eingesetzt werden (PEARCE & GALE).

Nach PEARCE & CANN (1973) und PEARCE (1975) lassen sich Vulkanite durch ihre tektonische Position in folgende Magmenserien untergliedern:

- 1) Vulkanische Gesteine, die an divergierenden Plattenrändern gefördert werden, gehören zur Serie der Ozeanbodenbasalte ("ocean floor basalts"). Es handelt sich vorwiegend um basaltische Pillow-Laven, die mit Diabas-Gängen und ultrabasischen Gesteinen vergesellschaftet sind.
- 2) Vulkanische Gesteine, die an konvergierenden Plattenrändern gefördert werden, können in die Inselbogen-Tholeiit-Serie ("low-potassium tholeiites"), die Kalkalkalibasalt-Serie ("calc-alkali basalts") und die Shoshonit-Serie unterteilt werden.
- 3) Vulkanismus innerhalb der Platten führt zur Bildung der Intraplattenbasalt-Serie ("within-plate basalts"). Dieser Typ von Vulkanismus ist auf "hot spots" im Mantel zurückzuführen.

Zur Unterscheidung von Magmentypen wurden von PEARCE & CANN (1973) verschiedene Diagramme entwickelt, die auf der Verwendung von immobilisierten Spurenelementen (Ti, Zr, Y und eingeschränkt Sr) beruhen. Im Dreiecksdiagramm  $Ti/100 - Zr - Y \cdot 3$  (Abb. 49) lassen sich die Intraplattenbasalte von den Ozeanboden-, Inselbogen- und Kalkalkalibasalten abtrennen. Eine eindeutige Identifizierung der letztgenannten Basalttypen ist in diesem Diagramm nicht möglich. Die Mehrzahl der Grüngesteine fällt in einen Bereich, der vorwiegend von Ozeanbodenbasalten eingenommen wird. Es ist allerdings eine starke Streuung festzustellen, welche auf die bereits erwähnte, mögliche Mobilität von Y zurückzuführen sein könnte. Es deutet sich in diesem Diagramm eine leichte Tendenz zu den Intraplattenbasalten an. Die Projektion  $Ti/100 - Zr - Sr/2$  (Abb. 50) ermöglicht die Unterscheidung zwischen Ozeanboden-, Inselbogen- und Kalkalkalibasalten. Überwiegend belegen die Grüngesteine das Feld der Ozeanbodenbasalte.

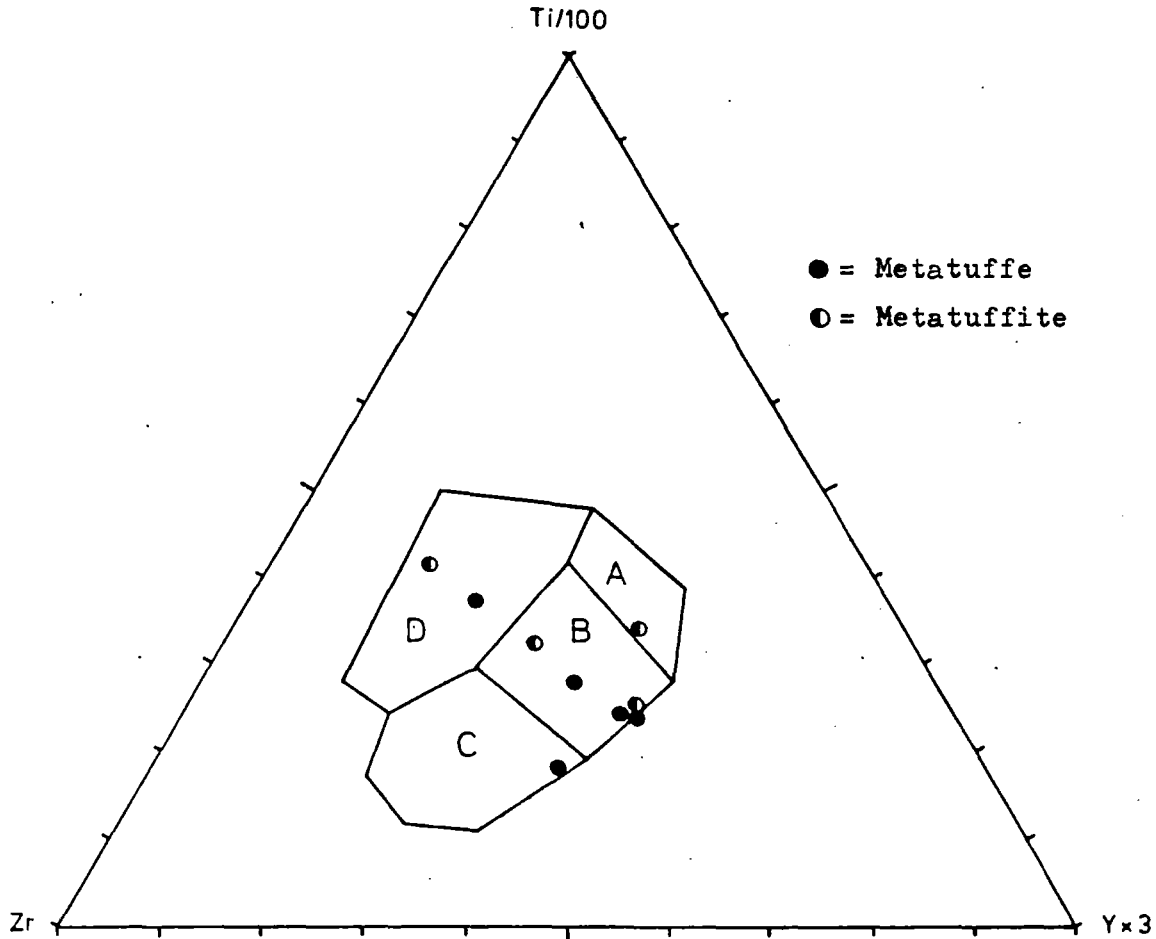


Abb. 49: Ti/100 - Zr - Y.3 nach PEARCE & CANN (1973)  
 Feld D: Intraplattenbasalte  
 Feld B: Ozeanbodenbasalte, Inselbogentholeiite,  
 Kalkkalibasalte  
 Feld C: Kalkkalibasalte; Feld A: Inselbogentholeiite

Wegen der möglichen Mobilität von Sr im Zuge der Metamorphose oder Verwitterung, ist dieses Diagramm jedoch mit Vorsicht zu gebrauchen. Im Diagramm Zr/Y und Ti/Y (Abb. 51), welches von PEARCE & GALE (1977) analog zur Projektion Ti/100 - Zr - Y.3 vorgeschlagen wurde, lassen sich "Plattenrandbasalte" (plate margin basalts) von Intraplattenbasalten (within-plate basalts) trennen. Mit nur wenigen Ausnahmen fallen die untersuchten Grünschsteine in den Bereich der Plattenrandbasalte, d.h. in den gemischten Bereich von Ozeanboden-



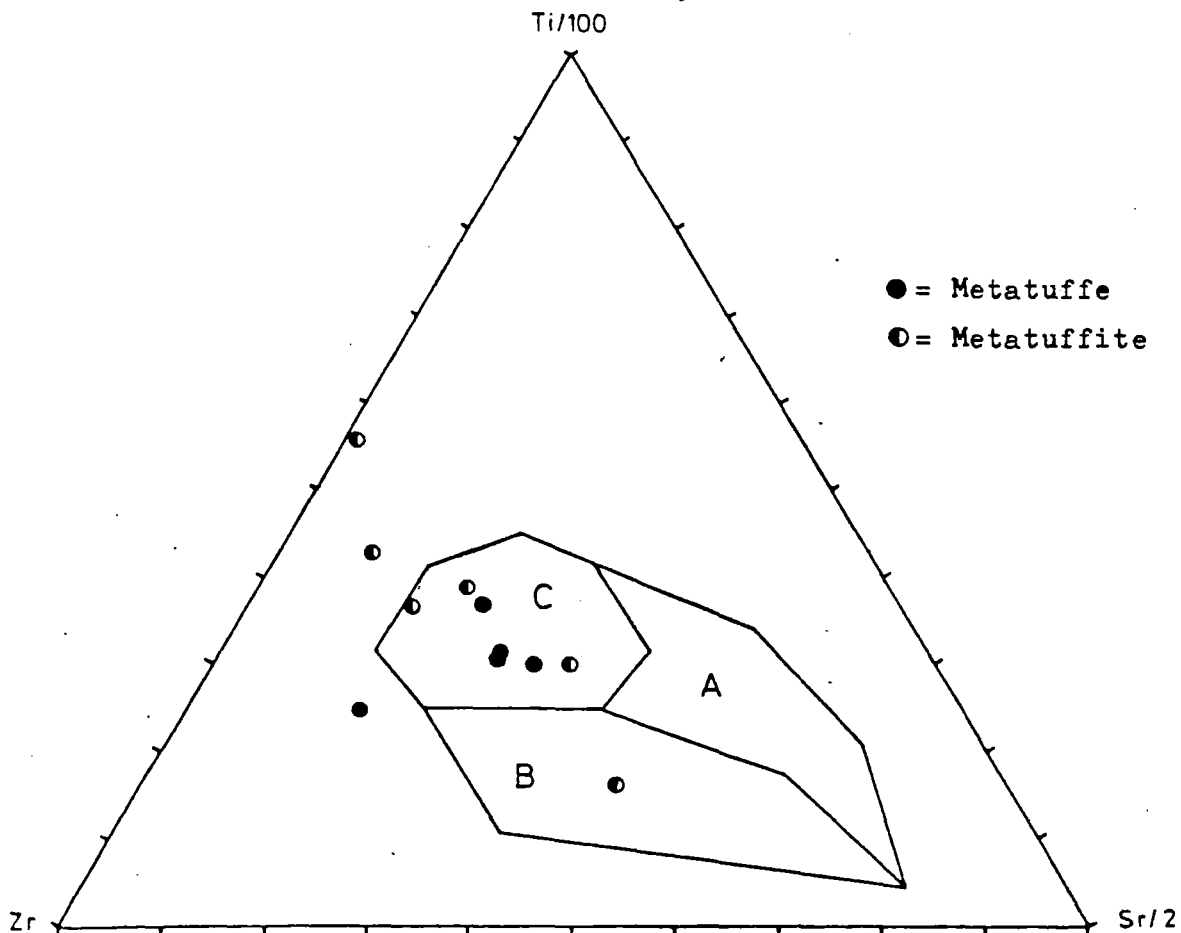


Abb. 50: Ti/100 - Zr - Sr/2 nach PEARCE & CANN (1973)  
 Feld A: Inselbogenholeiite  
 Feld B: Kalkalkalibasalte  
 Feld C: Ozeanbodenbasalte

bodenbasalten und Inselbogenbasalten.

Eine Trennung dieser beiden Magmentypen sollte mit dem Diagramm Ti gegen Cr (Abb. 52) möglich sein. Das Spurenelement Cr wurde von PEARCE (1975) als weitgehend immobil eingestuft. Die Mehrzahl der Bärndorfer Grüngesteine fällt wieder in den Bereich der Ozeanbodenbasalte, wobei allerdings eine größere Streuung festzustellen ist.

Nach den vorliegenden Untersuchungen zum geotektonischen Ursprung, lassen sich die Bärndorfer Grüngesteine der Ozeanbodenbasalt-Serie zuordnen. Ihre Förderung stand somit in Zusammenhang mit einem

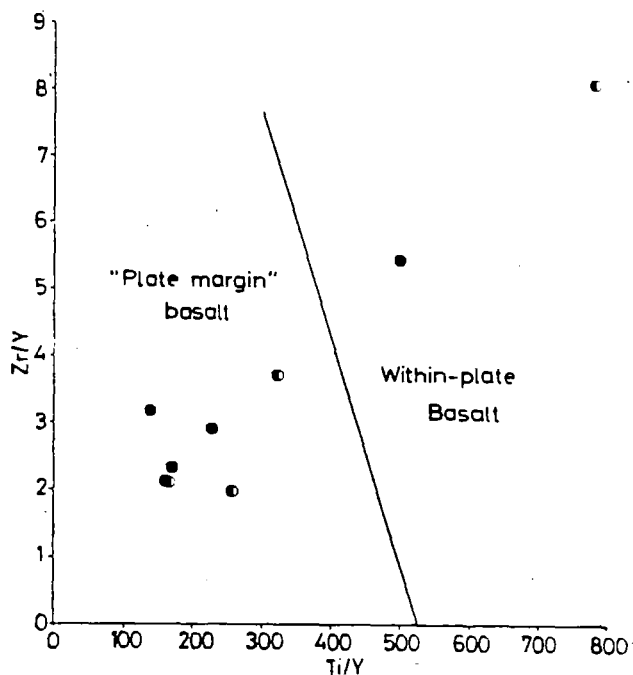


Abb. 51: Zr/Y gegen Ti/Y nach PEARCE & GALE (1977)  
 "Plate margin basalts" = Ozean- und Inselbogenbasalte.

● = Metatuffe  
 ○ = Metatuffite

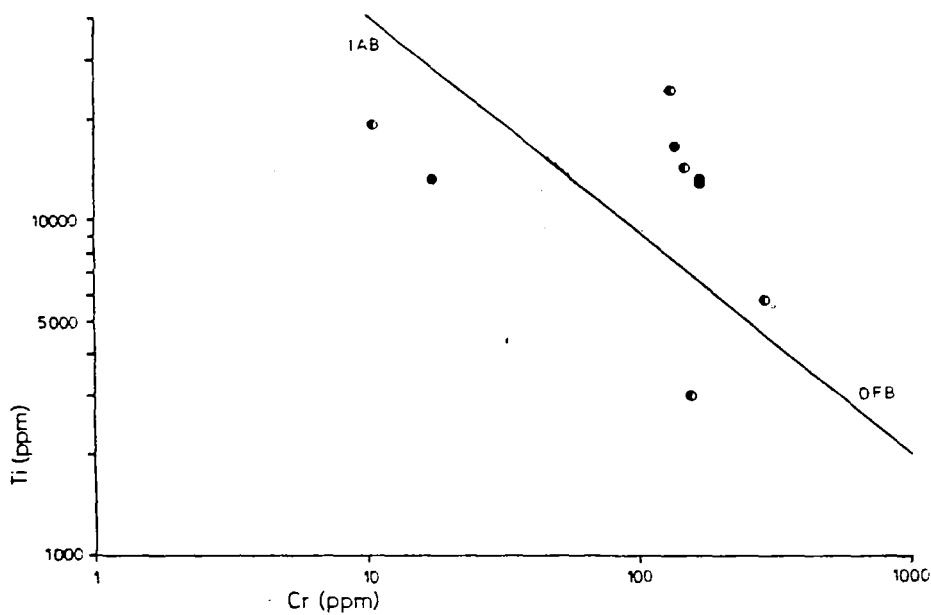


Abb. 52: Ti gegen Cr nach PEARCE (1975) bzw. PEARCE & GALE (1977)  
 OFB = Ozeanbodenbasalte  
 IAB = Inselbogenbasalte

divergierenden Plattenrand. Dabei sprechen die begleitenden Sedimente - kalkige und tonig-sandige, z.T. graphitführende Gesteine in Wechsellagerung - und die von HAMMER (1932) erwähnten Crinoidenfunde gegen eine Entstehung an einer mittelozeanischen Schwelle. Ein möglicher Entstehungsort wäre ein kleines ozeanisches Becken hinter einem Inselbogen (back-arc basin). In diesen randlichen Becken können ebenfalls Ozeanbodenbasalte auftreten (PEARCE & CANN 1973). Eine weitere Möglichkeit wäre die Förderung der Grüngesteine im Zuge der Bildung eines kleinen Ozeans vom Typ des Roten Meeres. Nach PEARCE & GALE (1977) zeigen Ozeanbodenbasalte, die an solchen Kontinentalrändern entstanden sind, eine Tendenz zu den Intraplattenbasalten. Eine leichte Tendenz zum Intraplattenvulkanismus ist auch bei den Bärndorfer Grüngesteinen festzustellen (vgl. Abb. 49). Weiterhin zeigen sie relativ hohe Ti- und Zr-Gehalte, die nach der Zusammenstellung von PEARCE & CANN (1973) nur von Intraplattenbasalten erreicht werden.

## 9 Zusammenfassung der lagerstättenkundlich wichtigen Beobachtungen und abschließende Diskussion

Die Sulfidmineralisation bei Bärndorf liegt konkordant innerhalb der zum Karbon gestellten vulkano-sedimentären Serie der Veitscher Decke. Dieser paläozoische Verband besteht aus einem mehrmaligen Wechsel von metamorph überprägten Ton- und Karbonatgesteinen. Basaltische Metatuffe und Metatuffite treten bevorzugt im Hangenden dieser Serie auf.

Der Erzkörper besteht aus zwei größeren Erzlagern, die im Liegenden und im Hangenden von fünf geringmächtigen, schwach vererzten Bereichen begleitet werden. Das Haupterzlager (Vererzung C) läßt sich mit Unterbrechungen etwa 200 m in Streichrichtung (E/W) verfolgen.

Alle vererzten Schichten treten - soweit zu beobachten - konkordant zum Nebengestein auf. Es sind keinerlei Diskordanzerscheinungen in den Vererzungsbereichen festzustellen. Mikroskopisch sichtbare Mobilisation geht auf metamorphe Einflüsse zurück. Die Mineralisation tritt vorwiegend in Form von Imprägnationen auf. Derberz ist nur selten im Anstehenden, aber häufiger auf der Halde vorhanden. Es zeigt keine Schichtung. Das Imprägnationserz bildet zumeist unregelmäßige, fleckenartige Ansammlungen. Nur gelegentlich ist eine Regelung der Erzminerale zu erkennen. Es handelt sich um eine Fe-Cu-Vererzung mit den vorherrschenden Erzmineralen Pyrit, Kupferkies und Tennantit. Untergeordnet treten zudem Fe-Co-Ni-Sulfarsenide auf.

Die Erzausbisse lassen z.T. eine starke schichtparallele Verkieselung erkennen. Diese deutet darauf hin, daß zum Zeitpunkt der hydrothermalen Aktivität, die mit einem submarinen Vulkanismus verknüpft war, auch eine starke  $\text{SiO}_2$ -Zufuhr stattfand. Die starke Quarzföhrung läßt sich dadurch erklären, daß die Hydrothermen bei ihrem Aufstieg teilweise Kieselsäure aus dem Nebengestein herausgelöst und diese dann zusammen mit den Erzen abgesetzt haben.

Das Wirtsgestein der Mineralisation zeigt mit Ausnahme von Dolomit

nur solche gesteinsbildenden Minerale, die auch im Nebengestein auftreten.

Die Gehalte an Co und Ni in Pyriten, die nicht mit Kobaltglanz in Kontaktparagenese stehen, stimmen gut mit denen anderer schichtgebundener, submarin-exhalativer Lagerstätten überein.

Die Gesteine und die konkordant eingelagerte Vererzung unterlagen einer präalpidischen (variskischen?) Metamorphose und einer nachträglichen (alpidischen) retrograden Überprägung. Durch das Auftreten von Biotit (+ Muskovit) in den Metapeliten und Aktinolith bis aktinolithischer Hornblende in den Metatuffen sind Metamorphosetemperaturen von etwa 430° C bis 500° C abzuleiten. Das Fehlen von Talk in den Quarz-Dolomit-führenden Gesteinen deutet auf einen hohen Gasdruck hin.

Das ursprüngliche Gefüge der Erzminerale wurde durch die tektonischen und metamorphen Beanspruchungen fast völlig zerstört. Besonders die weichen Minerale Kupferkies und Tennantit reagieren auf diese Beanspruchungen stark. So zeigen sie Hinweise auf plastische Deformation, Rekristallisation, aber auch Kataklyse. Die harten Minerale Pyrit, Arsenkies und Kobaltglanz lassen kataklastische Deformation erkennen. Zudem zeigen Pyrit und Kobaltglanz Hinweise auf Rekristallisation. Wie die Erzminerale, so zeigen auch die vergesellschafteten Silikate, besonders aber die Karbonate, starke metamorphe Einflüsse. Es sind undulöse Auslöschung, Kataklyse, Druckverzwillingung und Hinweise auf Rekristallisation festzustellen.

Die Grüngesteine der Karbon-Serie sind mittels Geochemie und Mikroskopie als metamorph überprägte, alkalibasaltische Tuffe und Tuffite identifiziert worden. Geochemische Untersuchungen zum geotektonischen Ursprung stellen die Grüngesteine zur Serie der Ozeanbodenbasalte. Die Vergesellschaftung bzw. das Auftreten der Mineralisation in den Metavulkaniten ist ein deutlicher Hinweis dafür, daß die Metalle submarin hydrothermal zugeführt wurden und daß sowohl Erze als auch Metavulkanite einem gemeinsamen Magma entstammen.

Das Bärndorfer Sulfidvorkommen zeigt vielfach Übereinstimmung

mit bekannten submarin-exhalativen Lagerstätten, so daß es diesem Lagerstättentyp zuzuordnen ist. Das Kennzeichnende und Besondere des Bärndorfer Erzvorkommens ist - im Vergleich zu bekannten submarin-exhalativen Lagerstätten - das lokal verstärkte Auftreten von Co-Ni-Sulfarseniden. Ein vergleichbares Erzvorkommen tritt in altpaläozoischen Glimmerschiefern in den Hohen Tauern (Kärnten, Österreich) auf. Diese schichtgebundene Vererzung wird zum Mittelostalpinen Altkristallin gestellt und zeigt neben vorherrschendem Pyrit auch größere Mengen an Co-Ni-Sulfarseniden (GARBE 1982).

Nach FINLOW-BATES & LARGE (1978) spielt die Wassertiefe eine wesentliche Rolle für die Genese von submarin-exhalativen Lagerstätten. Um das Sieden von hydrothermalen Lösungen vor dem Ausfließen am Meeresboden zu verhindern, werden erhöhte Drucke, d.h. größere Wassertiefen benötigt. Bei geringerer Wassertiefe verursacht ein Sieden aufgrund von niedrigem hydrostatischen Druck eine Abkühlung der Lösungen und eine Abscheidung der schwerlöslichen Sulfidphasen als diskordante Fazies (Stockwerkmineralisation, Gänge, Brekzienfüllung, "dissaminated ore").

Zur Frage nach der Wassertiefe können die mit der Vererzung vergesellschafteten Gesteine Hinweise geben. Bei den untersuchten Grüngesteinen handelt es sich um metamorph überprägte basische Vulkanite vom Typ Ozeanbodenbasalt. Ozeanbodenbasalte sind aber nicht unbedingt an mittelozeanische Schwellen gebunden, sondern stehen nur in Beziehung zu einem divergierenden Plattenrand. Ozeanbodenbasalte können ebenfalls in randlichen Becken auftreten (PEARCE & CANN 1973, PEARCE & GALE 1977). Die mit der Vererzung von Bärndorf assoziierten Metasedimente zeichnen sich durch einen mehrmaligen Wechsel des Sedimenttyps - einerseits kalkig, andererseits tonig-sandig - aus. Solche Wechsellaagerung spricht nicht für sehr große Wassertiefen. Die auftretenden kalkigen Gesteine (Kalkkompensationstiefe) und Funde von Crinoiden in der zum Karbon gestellten Serie geben eher Hinweise auf ein Flachmeer. Die z.T. ausgebildete pelitische

Fazies innerhalb der Veitscher Decke, weist jedoch auch auf ein zeitweiliges Absinken des Sedimentationsraumes hin. Nach PLIMER & FINLOW-BATES (1978) kann auch das Mengenverhältnis Pyrit zu Magnetkies Aufschlüsse über die Wassertiefe geben. So tritt Pyrit in submarin-exhalativen Lagerstätten, die in geringer Tiefe (<500 m) entstanden sind, viel häufiger auf als Magnetkies. Für solche Flachwasserlagerstätten ist nach oben genannten Autoren festzuhalten, daß Schwefel zum wesentlichen Teil aus dem Meerwassersulfat stammt, die hydrothermalen Lösungen relativ niedrig temperiert sind und daß relativ hohe Eh-Werte vorliegen.

Obwohl das Verhältnis von Pyrit zu Magnetkies im Bärndorfer Erzvorkommen für eine Flachmeerlagerstätte sprechen würde - Pyrit als Haupterz, Magnetkies nur in Spuren - steht jedoch das Auftreten von Graphit in den Metapeliten und von Molybdänglanz im Vererzungsbereich im Widerspruch zu den daran geknüpften hohen Eh-Werten. Graphit und Molybdänglanz weisen auf euxinische (niedrige Eh-Werte) Bedingungen im ursprünglichem Sediment hin.

Gegen relativ niedrige Temperaturen der hydrothermalen Lösungen - abgeleitet aus dem Mengenverhältnis von Pyrit zu Magnetkies - sprechen die analysierten Co-Ni-Sulfarsenide. Minerale dieser Zusammensetzung sind nach den Untersuchungen von KLEMM (1965) als meso- bis katathermale Bildungen aufzufassen. Es sind demnach eher mittlere bis hohe Temperaturen für die hydrothermalen Lösungen - zumindest für die der beiden größeren Erzlager (Vererzung B und C) - anzunehmen. Einschränkend muß hinzugefügt werden, daß eine Mobilisation im Zuge der Metamorphose(n) möglich ist, da gelegentlich Gefügemerkmale für eine derartige Mobilisation beobachtet worden sind. Die festgestellten, gitterartigen Entmischungslamellen von Kupferkies in Bornit sprechen zwar auch für erhöhte Bildungstemperaturen, können aber wegen der hohen Metamorphosetemperaturen nicht eindeutig höherthermalen Lösungen zugeordnet werden.

Eindeutige Aussagen über die Wassertiefe im ehemaligen Ablagerungsraum sind nicht möglich. Die oben angeführten lithofaziellen und paläontologischen Gründe machen aber eher geringe bis mittlere

Wassertiefen wahrscheinlich, wobei auch ein zeitweiliges Absinken des Sedimentationsraumes nicht auszuschließen ist. Großräumige geologische Untersuchungen der Veitscher Decke sprechen ebenfalls für nicht sehr große Wassertiefen (s. unten).

Aus diesen Gründen ist es wahrscheinlich, daß die schichtgebundene Vererzung von Bärndorf in einem randlichen Becken abgelagert wurde. Während der Sedimentation der Nebengesteine kam es durch Reaktion von mittel- bis hochtemperierten hydrothermalen Lösungen mit dem Meerwasser zur schichtkonkordanten Ausfällung der Erze. Dabei ist neben einer hydrothermalen Schwefelzufuhr auch eine organogene  $H_2S$ -Produktion aus dem Meerwassersulfat in Betracht zu ziehen. Diskordante Erzformen, die bei diesen Ausgangsbedingungen - geringe bis mittlere Wassertiefen, meso- bis katathermale Lösungen - nach den oben genannten Autoren zu erwarten wären, wurden im Gebiet von Bärndorf nicht beobachtet. Die vererzten Bereiche treten insgesamt immer konkordant im Nebengestein auf, so daß eine synsedimentäre Entstehung abzuleiten ist. Die starke metamorphe Beanspruchung der vererzten Bereiche macht sich im einzelnen bei den Erzmineralen in Form von Kataklase, Mobilisation und Rekristallisation bemerkbar. Die beiden letztgenannten Zeichen einer starken metamorphen Überprägung sind für die oft fleckenartige Anreicherung und damit für das Fehlen von sedimentären Gefügen (z.B. Schichtung) verantwortlich zu machen.

Das untersuchte Bärndorfer Erzvorkommen ist paläozoischen Alters. Die assoziierten Gesteine wurden von HAMMER (1932) und von HIESSLEITNER (1958) zum Oberkarbon gestellt. Gegen eine Einordnung in das Oberkarbon sprechen die im untersuchten Gebiet auftretenden, metamorphisierten Kalkgesteine. Nach SCHÖNLAUB (1979) sind Kalke - im Karbon der Veitscher Decke - auf das Unterkarbon beschränkt. Der von HAMMER (1932) erwähnte Crinoidenfund spricht ebenfalls für eine Einstufung der schichtgebundenen Vererzung und der vergesellschafteten Gesteine in das Unterkarbon, da das Unterkarbon nach TOLLMANN (1977) als marine Flachwasserbildung, das Oberkarbon hingegen als limnische Molasseablagerung



angesehen wird.

Nach TUFAR (1974) läßt sich die große Zahl der ostalpinen Sulfidvererzungen entsprechend ihres Mineralinhalts in unterschiedliche Typen gliedern. So z.B. in die Kieslagerstätten mit den vorherrschenden Mineralen Pyrit und Magnetkies oder in die Kupferlagerstätten, bei denen einerseits Kupferkies, andererseits Fahlerz das vorherrschende Mineral bildet.

Nach dem Mineralbestand des Bärndorfer Erzvorkommens - vorherrschend Pyrit, Kupferkies und Tennantit - könnte hier ein Bindeglied zwischen Kies- und Kupferlagerstätten vorliegen. Zudem weist die Beteiligung von Co-Ni-Sulfarseniden auf eine Variante der schichtgebundenen, metamorphen Kieslager hin.

---

Anmerkung: Y- und Nb-Messungen unterlagen einem systematischen Fehler, der auf mathematischem Wege korrigiert wurde. Kontrollmessungen waren wegen des andauernden Geräteausfalls des Röntgenspektrometers im MPI nicht möglich.

10 LITERATURVERZEICHNIS

ANGEL, F. (1924)

Gesteine der Steiermark. - Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark,  
60, 1924

ANGEL, F. (1932)

Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. - Mitt.  
d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, 69, 1932, S. 5-24

ANGER, G. (1971)

Microfabrics in Geosynclinal Sulfide Deposits. - Heft 10 der  
Clausthaler Hefte, Gebr. Borntraeger, Berlin

BARTON, P.B. & SKINNER, B.J. (1979)

Sulfide Mineral Stabilities. - in BARNES (Ed.): Geochemistry of  
Hydrothermal Ore Deposits, Wiley 1979

BRALIA, A., SABATINI, G., TROJA, F. (1979)

A Revaluation of the Co/Ni Ratio in Pyrite as Geochemical Tool in Ore  
Genesis Problems. - Min. Dep., 14, 1979, S. 353-374

BRETT, R. (1964)

Experimental Data from the System Cu-Fe-S and their Bearing on  
Exsolution Textures in Ores. - Econ. Geol., 59, 1964, S. 1241-1269

CORNELIUS, P. (1952)

Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone  
vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzener Becken. - Mitt. geol. Ges. Wien,  
1952, S. 1-234

CORRENS, C.W. (1968)

Einführung in die Mineralogie. - Springer-Verlag 1968

CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. (1981)

Ore Microscopy and Ore Petrography. - J. Wiley & Sons 1981

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1980)

An Introduction to the Rock Forming Minerals. - Longman, London,  
1980, 12. Aufl.

DEUTSCH, A. (1977)

Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich).  
- Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 120, Heft 2, 1977, S. 231-294

DÖLL, E. (1895)

Neue Mineralfunde im Gebiet der Liesing und Palten in Obersteiermark.  
- Verh. Geol. Reichsanstalt Wien, 1895, S. 457-459

EDWARDS, A.B. (1965)

Textures of the Ore Minerals and their Significance. - The Australian  
Institute of Mining and Metallurgy, 2. korr. Aufl., 1965

EVANS, A.M. (1980)

An Introduction to Ore Geology. - Geoscience Text, Vol. 2,  
Blackwell Scientific Publ. 1980

F.H.R. (1924)

Ein neuerer Erzbergbau in Bärndorf bei Rottenmann. - Montan-Zeitung, 16,  
Wien-Graz 1924, S. 483-484

FINLOW-BATES, T. & LARGE, D.E. (1978)

Water Depth as a Major Control on the Formation of Submarin-Exhalativ  
Ore Deposits. - Geol. Jahrb., 30, 1978, S. 27-39

FINLOW-BATES, T. & STUMPFL, E.H. (1981)

The Behaviour of So-Called Immobil Elements in Hydrothermally Altered  
Rocks Associated with Volcanogenetic Submarin-Exhalativ Ore Deposits.  
- Miner. Deposita, 16, 1981, S. 319-328

FISHER, R.V. (1966)

Rocks Composed of Volcanic Fragments and their Classification. -  
Earth Sci. Rev., 1, 1966, S. 287-298

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975)

Magma Type and Tectonic Setting Discrimination using Immobil Elements.  
- Earth Planet. Sci. Lett., 27, 1975, S. 211-218

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978)

Identification and Discrimination of Altered and Metamorphosed Volcanic  
Rocks using Immobil Elements. - Chem. Geol., 21, 1978, S. 291-306

FRIEDRICH, O.M. (1953)

Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rundschau, 7/8, 1953

FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H. (1967)

Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. -  
N. Jahrb. f. Mineralogie, Monatsh., 1967, S. 364-376

GARBE, C.-D. (1982)

Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an der schichtgebundenen Kupferlagerstätte Großfragant Hohe Tauern (Kärnten, Österreich)

- Unveröff. Dipl.-Arb., Universität Hamburg, 1982

GEYER, O.F. (1977)

Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde 2. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1977

GILL, J.E. (1969)

Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of Ore Textures. - Econ. Geol., Vol. 64, 1969, S. 500-508

GHOWSSI, M. (1979)

Erzmineralogie, Geochemie und Petrographie der Ni-Co-Ganglagerstätten und stratiformen Sulfid-Vererzung in den Schladminger Tauern/Österreich.

- Unveröff. Dipl.-Arb., Universität Hamburg, 1979

GRÄBE, R. (1972)

Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulfidischer Geosynklinallagerstätten. - Zeitschr. f. angew. Geol., Bd. 18, Heft 7, 1972, S. 289-300

GRAF, J.L. & SKINNER, B.J. (1970)

Strength and Deformation of Pyrite and Pyrrhotite. - Econ. Geol., Vol. 65, 1970, S. 206-215

HAIGES, K.H. (1977)

Geologische Neukartierung der östlichsten Gurktaler Alpen, Bereich Kraig-Meiselding (Bez. St. Veit a.d. Glan, Kärnten, Österreich). -

Unveröff. Dipl.-Arb., Universität Hamburg, 1977

HAMMER, W. (1924)

Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. -

Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 1924, S. 1-33

HAMMER, W. (1932)

Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). -

Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 1932, S. 127-162

HAUSER, L. (1939)

Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenzone zwischen Mur- und Ennstal.

- N. Jahrb. f. Min., Geol. und Paläont., Beil. Bd. 75, Abt. A, 1939-1940, S. 205-244

HEGEMANN, F. (1943)

Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Ein Beitrag zur Entstehung von Kieslagerstätten. — Zeitschr. f. angew. Min., 4, 1943, S. 121-238

HIESSLEITNER, G. (1958)

Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone zwischen Admont-Selztal-Liezen. — Jahrb. Geol. B.-A. Wien, 101, 1958, S. 35-79

HEKINIAN, R., FEVRIER, M., BISCHOFF, J.L., PICOT, P., SHANKS, W.C. (1980)

Sulfide Deposits from the East Pacific Rise Near 21° N. — Science, Vol. 207, No. 4438, 1980, S. 1433-1444

JANDA, I., SCHROLL, E., SEDLAZEK, M. (1965)

Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. — TMPM, 10, 1965, S. 552-572

KAMP, VAN DE, P.C. (1968)

Geochemistry and Origin of Metasediments in the Haliburton-Madoc Area, Southeastern Ontario. — Can. Journ. Earth Sci., 5, 1968, S. 1337-1372

KAMP, VAN DE, P.C. (1969)

Origin of Amphibolites in the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming: New Data and Interpretation. — Geol. Soc. America Bull., 80, 1969, S. 1127-1137

KAMP, VAN DE, P.C. (1970)

The Green Beds of the Scottish Dalradian Series: Geochemistry, Origin, and Metamorphism of Mafic Sediments. — Journ. Geol., 78, 1970, S. 281-303

KLEMM, D.D. (1965)

Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS<sub>2</sub>-CoS<sub>2</sub>-NiS<sub>2</sub>. — N. Jahrb. Miner. Abh., 103/3, 1965, S. 205-255

KOLMER, H. (1978)

Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 1978, S. 31-43

LAWRENCE, L.J. (1972)

The Thermal Metamorphism of a Pyritic Sulfide Ore. — Econ. Geol., Vol. 67, 1972, S. 487-496

LEAKE, B.E. (1964)

The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-Amphibolites. -  
Journ. of Petrology, Vol. 5, 1964, S. 238-254

LEAKE, B.E. (1978)

Nomenclature of Amphiboles. - Min. Mag., 42, 1978, S. 533-563

LEHMANN, U. & HILLMER, G. (1980)

Wirbellose Tiere der Vorzeit. Leitfaden der systematischen Paläontologie.  
- Enke Verlag, Stuttgart 1980

LOESCHKE, J. & WEBER, K. (1973)

Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den  
Karawanken (Österreich). - N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 142, 1,  
1973, S. 115-138

MATZ, K. (1938)

Die Kupfererze führenden Quarz-Karbonatgänge im Prenterwinkelgraben  
bei Bärndorf im Paltentale. - Berg- und Hüttenmännische Mh., Bd. 86,  
Heft 8, 1938, S. 206-208

McDonald, J.A. (1967)

Metamorphism and its Effects on Sulfide Assemblages. - Miner. Dep., 2,  
1967, S. 200-220

METZ, K. (1953)

Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen  
Grauwackenzone. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 44/1951, 1953, S. 1-84

MOOKHERJEE, A. (1971)

Deformation of Pyrite. - Econ. Geol., Vol. 66, S. 200

MOOKHERJEE, A. (1976)

Ores and Metamorphism: Temporal and Genetic Relationships. - In Wolf,  
In Wolf, K.H. (Ed.): Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore  
Deposits, Vol. 4, 1976, S. 203-260, Elsevier, Amsterdam

MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977)

Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. - Clausthaler Tekt. Hefte  
Nr. 15, 1977

MIYASHIRO, A. (1973)

Metamorphism and Metamorphic Belts. - Allen & Unwin, London 1973

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973)

Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined using Trace Element Analyses. - Earth Planet. Sci. Lett., 19, 1973, S. 290-300

PEARCE, J.A. (1975)

Basalt Geochemistry used to Investigate Past Tectonic Environments on Cyprus. - Tectonophysics, 25, 1975, S. 41-67

PEARCE, J.A. & GALE, G.H. (1977)

Identification of Ore-Deposition Environment from Trace-Element Geochemistry of Associated Igneous Host Rocks. - Geol. Soc London, Spec. Publ., No. 7, 1977, S. 14-24

PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. und BIRKETT, T.C. (1975)

The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$ -Diagram: A Method of Discriminating between Oceanic and Non-Oceanic Basalts. - Earth Planet. Sci. Lett., 24, 1975, S.419-426

PEDERSEN, S.A.S. (1979)

Structures and Ore Genesis of the Grimsdalen Sulphide Deposits, Southern Trondheim Region, Norway. - Norges geol. Unders., Nr. 351, Bull. 51, 1979, S. 77-98

PLIMER, I.R. & FINLOW-BATES, T. (1978)

Relationship between Primary Iron Sulphide Species, Sulphur Source, Depth of Formation and Age of Submarin Exhalative Sulphide Deposits. - Miner. Deposita, 13, 1978, S. 399-410

RAMDOHR, P. (1953)

Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. - Geol. Jahrb., 67, 1953, S. 367-494

RAMDOHR, P. (1954)

Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. - Geol. Rundschau, 42, 1954, S. 11-19

RAMDOHR, P. (1975)

Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - 4. Aufl., Akademie-Verlag, Berlin 1975

REIMANN, C. (1980)

Lithochemie und schichtgebundene Vererzung, Kreuzeckgruppe, Kärnten. - Unveröff. Diss., Montan-Universität Leoben/Österreich, 1980

RÖSLER, H.J. & LANGE, H. (1976)

Geochemische Tabellen. - 2. Aufl., Enke Verlag Stuttgart, 1976

SCHLÜTER, J. (1979)

Mikroskopische und geochemische Untersuchungen an der alpinen Kieslagerstätte Walchen bei Öblarn (Steiermark/Österreich). — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Universität Hamburg, 1979

SCHNEIDERHÖHN, H. (1962)

Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. — Fischer Verlag, Stuttgart 1962

SCHÖNLAUB, H.P. (1979)

Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. — Abh. Geol. B.A., 33, Wien 1979

SCHROLL, E. (1973)

Analytische Geochemie, Bd. 1 und 2. — Enke Verlag, Stuttgart 1973

SCHULZ, O. (1972)

Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone. — TPM, 17, 1972, S. 1-18

SCHULZ, O. (1974)

Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. — Geol. Rundschau, 63, 1974, S. 93-104

SPRY, A (1969)

Metamorphic Textures. — Pergamon Press 1969

STANTON, R.L. (1972)

Ore Petrology. — McGraw-Hill Book Company 1972

STUMPFL, E.F. (1977)

Mineralogical Aspects of Sediments, Ores, and Metamorphism: new Aspects. — Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 286, 1977, S.507-525

STUMPFL, E.F. (1979)

Manganese Haloes Surrounding Metamorphic Stratabound Base Metal Deposits. — Miner. Deposita, 14, 1979, S. 207-217

STUMPFL, E.F. & TARKIAN, M. (1979)

Schichtgebundene Sulfidvererzung in den Schladminger Tauern. — Österr. Akad. d. Wiss., 5, 1979, S. 111-115



TARKIAN, M. (1974)

A Key-Diagramm for the Optical Determination of Common Ore Minerals. - Minerals Sci. Engng., 6, No. 2, 1974

TAUPITZ, K.-C. (1954/1955)

Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. - Chemie d. Erde, 17, 1954/55, S.104-160

TISCHLER, S.E. & UCIK, F.H. (1979)

Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. - Carinthia II, 169./89. Jhg., 1979, S. 371-407

TOLLMANN, A. (1977)

Geologie von Österreich, 1. - Franz Deutike Verlag Wien 1977

TRÖGER, W.E. (1968, 1971)

Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.

Teil 1 Bestimmungstabellen. - 4. Aufl., 1971

Teil 2 Textband. - 2. Aufl., 1968

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

TUFAR, W. (1974)

Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. - Geol. Rundschau, 63, 1974, S. 105-124

TURNER, F.J. & Verhoogen, J. (1960)

Igneous and Metamorphic Petrology. - 2. Aufl., McGraw-Hill, New York 1960

UNGER, H.J. (1971)

Die Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten (Alpine Kieslager) der nördlichen Grauwackenzone. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 12, 1971, S. 119-130

VOKES, F.M. (1969)

A Review of the Metamorphism of Sulphide Deposits. - Earth Sci. Rev., 5, 1969, S. 99-143

VOLL, G. (1961)

Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine. - Geol. Rundschau, 51, 1961, S. 395-405

WEBER-DIEFENBACH, K. (1976)

Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol). - *TMPM*, 23, 1976, S. 1-22

WEDEPOHL, K.H. (1969-1978)

Handbook of Geochemistry. - Vol. 1 (1969), Vol. 2 (1969-1978), Springer-Verlag, Berlin/New York

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976)

Geochemical Magma Type Discrimination: Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 1976, S. 458-469

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977)

Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products using Immobil Elements. - *Chem. Geol.*, 20, 1977, S. 325-343

WINKLER, H.G.F. (1967)

Die Genese der metamorphen Gesteine. - 2. Aufl., Springer-Verlag 1967

WINKLER, H.G.F. (1976)

Temperaturen und Drucke bei der regionalen Metamorphose: Prinzipielle und praktische Hinweise. - *Geol. Rundschau*, 65, 3, 1976, S. 874-885

WINKLER, H.G.F. (1979)

Petrogenesis of Metamorphic Rocks. - 5. Aufl., Springer-Verlag 1979

YUND, R.A. & KULLERUD, G. (1966)

Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S System. - *Journ. Petrol.*, 7, 1966, S. 454-488

A N H A N G

Tab. 20: Niggli-Werte von Flaserigen Kalkphylliten ("Metasedimenten")

Probe	417	418-B	419-G	421-2	421-3	503	506
si	162,89	155,19	200,06	298,35	185,28	201,68	195,61
al	8,98	8,25	28,29	19,31	13,94	15,04	33,23
fm	8,57	9,58	24,09	23,90	14,36	11,49	32,16
c	79,44	79,67	42,08	52,31	67,95	69,65	24,96
alk	3,02	2,50	5,55	4,47	3,75	3,82	9,65
k	0,41	0,52	0,84	0,44	1,00	1,00	0,91
mg	0,20	0,24	0,34	0,42	0,66	0,32	0,41
ti	0,52	0,45	2,10	1,80	0,95	0,78	2,38
p	0,63	0,63	0,58	0,51	0,91	1,01	0,33
qz	50,81	45,21	77,88	180,47	70,28	86,40	57,00
akal	0,51	0,43	0,24	0,30	0,37	0,34	0,41

Tab. 20: Niggli-Werte von Flaserigen Kalkphylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	440	436	3-B	104-A	1-B	449	453
si	133,13	406,76	63,38	349,11	431,34	232,40	212,52
al	7,17	20,76	5,00	15,63	19,65	16,72	16,78
fm	6,69	15,35	3,89	53,04	14,62	19,17	13,05
c	84,05	58,87	90,04	31,27	60,39	60,66	65,69
alk	2,09	5,02	1,08	0,06	5,34	3,44	4,48
k	0,68	1,00	0,94	1,00	1,00	1,00	0,77
mg	0,30	0,32	0,17	0,40	0,41	0,51	0,46
ti	0,37	1,30	0,31	0,83	1,23	0,93	1,00
p	0,63	0,75	0,57	0,41	0,49	0,80	0,87
qz	24,77	286,70	-40,92	248,88	310,00	118,62	94,61
akal	0,41	0,32	0,27	0,00	0,37	0,26	0,36

Tab. 20: Niggli-Werte von Flaserigen Kalkphylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	4-B2	4-D	4-A2	459	463	464	465
si	31,93	106,91	153,11	299,27	443,36	85,43	383,81
al	2,93	7,98	9,89	21,99	36,48	6,53	27,90
fm	4,41	7,71	7,48	16,45	22,36	6,86	29,11
c	92,05	81,77	78,71	54,87	24,31	84,73	32,28
alk	0,61	2,54	3,92	6,69	16,84	1,87	10,71
k	1,00	0,73	0,51	0,70	0,33	0,73	0,39
mg	0,29	0,33	0,08	0,22	0,25	0,32	0,46
ti	0,21	0,47	0,66	1,23	2,12	0,37	1,94
p	0,58	0,56	0,59	0,80	0,27	0,53	0,47
qz	-70,50	-3,24	37,42	172,51	275,99	-22,05	240,96
akal	0,26	0,47	0,66	0,44	0,86	0,40	0,62

Tab. 21: Niggli-Werte von Phylliten ("Metasedimenten")

Probe	416	416-B	416-A	420	421-1	507	426
si	574,09	302,34	205,01	541,61	289,48	174,65	225,51
al	54,27	43,29	51,40	30,70	42,59	41,16	46,42
fm	35,33	47,10	36,38	40,06	38,71	33,38	37,37
c	0,69	2,27	0,64	23,55	9,72	13,19	1,90
alk	9,71	7,35	11,58	5,69	8,98	12,28	14,32
k	0,72	0,88	0,65	0,73	0,91	0,71	0,74
mg	0,42	0,42	0,36	0,34	0,41	0,35	0,37
ti	3,58	3,88	3,08	1,76	3,64	2,82	2,97
p	0,15	0,07	0,15	0,20	0,16	0,17	0,19
qz	435,25	172,94	58,69	418,86	153,56	25,54	68,23
akal	0,22	0,20	0,29	0,23	0,27	0,43	0,45

Tab. 21: Niggli-Werte von Phylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	428	429	430	433	434	461	470
si	198,81	269,54	140,10	366,54	334,08	692,59	595,22
al	45,41	39,17	49,98	31,94	49,17	65,91	46,82
fm	29,98	26,89	33,78	40,20	36,22	12,63	13,86
c	11,79	21,79	2,26	22,00	3,08	0,00	1,80
alk	12,82	12,15	13,98	5,86	11,53	21,46	37,52
k	1,00	0,91	0,84	1,00	0,91	0,73	0,03
mg	0,46	0,49	0,44	0,42	0,38	0,43	0,35
ti	2,40	2,52	3,37	2,12	3,61	2,82	1,05
p	0,23	0,33	0,23	0,29	0,18	0,22	0,12
qz	47,52	120,95	-15,80	243,11	187,96	506,77	345,13
akal	0,39	0,45	0,39	0,22	0,31	0,48	4,04



Tab. 21: Niggli-Werte von Phylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	473	474	475	476	477	479	480
si	463,06	317,83	259,25	246,76	255,66	437,83	337,32
al	51,97	40,94	45,81	48,12	48,41	43,89	47,59
fm	31,30	35,73	40,92	38,36	36,37	31,88	36,83
c	0,46	6,63	0,30	0,13	0,22	0,12	0,16
alk	16,27	16,70	12,97	13,40	15,01	24,11	15,42
k	1,00	0,63	0,84	0,93	0,93	0,27	0,82
mg	0,30	0,45	0,34	0,35	0,34	0,36	0,31
ti	2,91	2,36	2,27	2,42	2,81	2,43	2,69
p	0,31	0,25	0,15	0,13	0,15	0,15	0,14
qz	297,99	151,04	107,36	93,18	95,63	241,38	175,64
akal	0,46	0,69	0,40	0,39	0,45	1,22	0,48

Tab. 21: Niggli-Werte von Phylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	483	484	485	486	488	489	490
si	202,88	189,31	244,11	139,30	167,53	153,24	222,11
al	52,32	46,73	55,02	52,06	50,90	56,96	43,62
fm	29,30	38,08	26,85	30,81	29,98	25,99	44,50
c	1,39	2,03	1,43	1,05	2,58	1,43	1,63
alk	16,98	13,16	16,70	16,09	16,54	15,62	10,25
k	0,79	0,78	0,83	0,80	0,70	0,80	0,76
mg	0,36	0,36	0,48	0,38	0,26	0,29	0,33
ti	2,86	2,83	3,08	2,85	2,88	0,30	2,31
p	0,25	0,31	0,28	0,18	0,43	0,29	0,20
qz	34,95	36,66	77,30	-25,05	1,37	-9,24	81,12
akal	0,48	0,39	0,44	0,45	0,48	0,38	0,31

Tab. 21: Niggli-Werte von Phylliten ("Metasedimenten") - Fortsetzung

Probe	491	492	493	494	495	496
si	60,76	212,83	646,49	201,13	181,42	165,91
al	30,76	46,48	42,28	49,40	51,33	52,77
fm	65,37	40,10	46,22	37,03	31,53	31,45
c	0,79	1,37	0,00	0,15	0,04	0,10
alk	3,08	12,05	11,50	13,42	17,11	15,67
k	0,87	0,76	0,67	0,68	0,56	0,80
mg	0,48	0,32	0,27	0,33	0,35	0,34
ti	1,64	2,33	2,90	2,63	2,58	2,72
p	0,16	0,20	0,10	0,04	0,06	0,08
qz	-51,56	64,63	500,48	47,46	12,99	3,23
akal	0,11	0,35	0,37	0,37	0,50	0,42

Tab. 22: Niggli-Werte von Grüngesteinen ("Metatuffen"\* und "Metatuffiten"\*\*)

Probe	451**	466**	16-A*	16-B*	16-C*	16-D*	16-E*	467**
si	131,30	109,61	115,71	119,32	122,64	154,20	118,78	110,90
al	24,43	23,42	21,61	21,15	20,85	27,87	25,03	20,34
fm	61,81	35,14	41,49	46,95	45,97	40,26	50,65	40,89
c	10,09	30,14	27,48	26,35	24,76	14,12	13,19	31,13
alk	3,67	11,30	9,41	5,56	8,43	17,74	11,13	7,64
k	0,23	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00
mg	0,52	0,40	0,53	0,47	0,55	0,39	0,48	0,40
ti	7,85	4,00	3,72	4,95	3,75	4,66	6,91	4,06
p	0,42	0,58	0,41	0,49	0,40	0,89	0,47	0,47
qz	16,63	-35,60	-21,94	-2,92	-11,07	-16,78	-27,74	-19,68
akal	0,18	0,93	0,77	0,36	0,68	1,75	0,80	0,60

Tab. 22: Niggli-Werte von Grüngesteinen ("Metatuffiten") -.Fortsetzung

Probe	468	471	472	478	481	482	487
si	119,99	128,90	122,52	102,79	151,34	158,57	233,33
al	21,06	29,27	25,59	16,55	33,01	24,78	34,66
fm	43,06	42,89	43,20	69,79	51,18	71,87	41,07
c	28,09	13,42	20,40	13,58	2,34	1,20	2,75
alk	7,80	14,41	10,81	0,08	13,46	2,15	21,52
k	0,00	0,09	0,03	1,00	0,16	0,02	0,00
mg	0,55	0,45	0,63	0,65	0,44	0,49	0,53
ti	1,69	5,98	0,87	4,43	3,71	5,28	4,10
p	0,28	0,40	0,20	0,26	0,23	0,28	0,46
qz	-11,19	-28,76	-20,71	2,47	-2,50	49,97	47,26
akal	0,59	0,97	0,73	0,00	0,69	0,10	1,64

Mittelwerte der Karbon-Grüngesteine ("Metatuffe" und "Metatuffite")  
Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm

Element	$\bar{x}$	SD	Bereich	$\bar{x}_n$	$SD_n$
SiO <sub>2</sub>	46,23	2,71	42,00-51,73	50,52	2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,08	1,28	13,07-17,53	16,48	1,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	1,03	0,88- 3,97	2,34	1,13
FeO	8,15	1,61	5,88-11,65	8,91	1,76
MnO	0,14	0,04	0,06- 0,19	0,15	0,04
MgO	5,58	1,36	3,55- 7,69	6,10	1,49
CaO	7,74	2,83	3,34-11,00	8,46	3,09
Na <sub>2</sub> O	3,65	1,27	1,03- 6,05	3,99	1,39
K <sub>2</sub> O	0,20	0,21	0,02- 0,72	0,22	0,23
TiO <sub>2</sub>	2,19	0,94	0,44- 3,71	2,39	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,13	0,18- 0,71	0,44	0,14
H <sub>2</sub> O+	4,00	0,86	2,92- 4,67		
H <sub>2</sub> O-	0,14	0,08	0,08- 0,34		
CO <sub>2</sub>	3,44	2,70	0,06- 8,13		

Element	$\bar{x}$	SD	Bereich
Ba	76	49	15-195
Ce	47	33	0-112
Cr	114	77	14-279
Cu	77	93	0-343
Mn	1095	276	438-1453
Ni	42	30	2-96
Pb	28	25	9-99
Rb	3	5	0-14
Sc	32	7	21-40
Sr	170	83	10-288
V	251	40	192-329
Y	59	35	0-103
Zn	87	25	46-126
Zr	177	66	67-302
La	3	6	0-22
Nb	17	27	0-87
Nd	30	17	0-63
Th	5	1	3-7

$\bar{x}$ : Mittelwert, SD: Standardabweichung

$\bar{x}_n$ : normierter (ohne H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>) Mittelwert

$SD_n$ : normierte (ohne H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>) Standardabweichung

Probenanzahl= 11